# 地學雜誌

# JOURNAL OF GEOGRAPHY

Vol. 83, No. 1 (799), 1974




目　　次





## CONTENTS




**TOKYO GEOGRAPHICAL SOCIETY**

(TOKYO CHIGAKU KYOKAI)

***Founded in 1879***

**Nibancho, Chiyoda-ku, Tokyo**

## 東京地学協会取扱い出版物

### $\frac{1}{50万}$ 地質図　各〒 135円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 旭川 | 350円 | 種子島 | 180 |
| 八丈島 | 120 | 岡山 | 1,200 |
| 奄美大島 | 170 | | |

### $\frac{1}{20万}$ 地質図　各〒 135円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 岩内 | 180 | 伊良湖岬 | 150 |
| 羽幌 | 150 | 高知 | 160 |
| 青森 | 270 | 松山 | 260 |
| 野辺地 | 100 | 大分 | 160 |
| 男鹿島 | 180 | 唐津 | 200 |
| 酒田 | 160 | 長崎 | 200 |
| 新庄 | 200 | 稚内 | 150 |
| 石巻 | 210 | 天塩 | 200 |
| 水戸 | 240 | 網走 | 150 |
| 七尾富山 | 230 | 深浦 | 150 |
| 剣山 | 250 | 斜里 | 350 |
| 宮津 | 190 | 標津 | 230 |
| 北見 | 300 | 広尾 | 350 |
| 帯広 | 400 | 豊橋 | 500 |
| 輪島 | 120 | 尻屋崎 | 300 |
| 苫小牧 | 500 | | |

### $\frac{1}{7万5千}$ 地質図 説明書付き　各〒 195円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 鬼首 | 230 | 徳島 | 280 |
| 勿来 | 300 | 高松 | 200 |
| 塩原 | 390 | 豚町 | 270 |

各〒 135円

| | | |
|---|---|---|
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 I | | 210 |
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 II | | 200 |
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 III | | 320 |
| 日本炭田図(II) | 北松炭田地質図ならびに説明書 | 3,470<br>〒 500 |
| 日本炭田図(V) | 釧路炭田新雄別地域地質図ならびに説明書 | 500<br>〒 350 |
| 日本炭田図(XI) | 石狩炭田地質図 | 2,800<br>〒 225 |
| 空中磁気図(I) | 酒田-村上-弥彦-糸魚川海域 | 1.200<br>〒 195 |
| 空中磁気図(II) | 稚内-利尻-遠別-留萌-札幌海域 | 600<br>〒 165 |
| 地質図幅目録図(昭, 48年版) | | 300<br>〒 80 |

各〒 195円

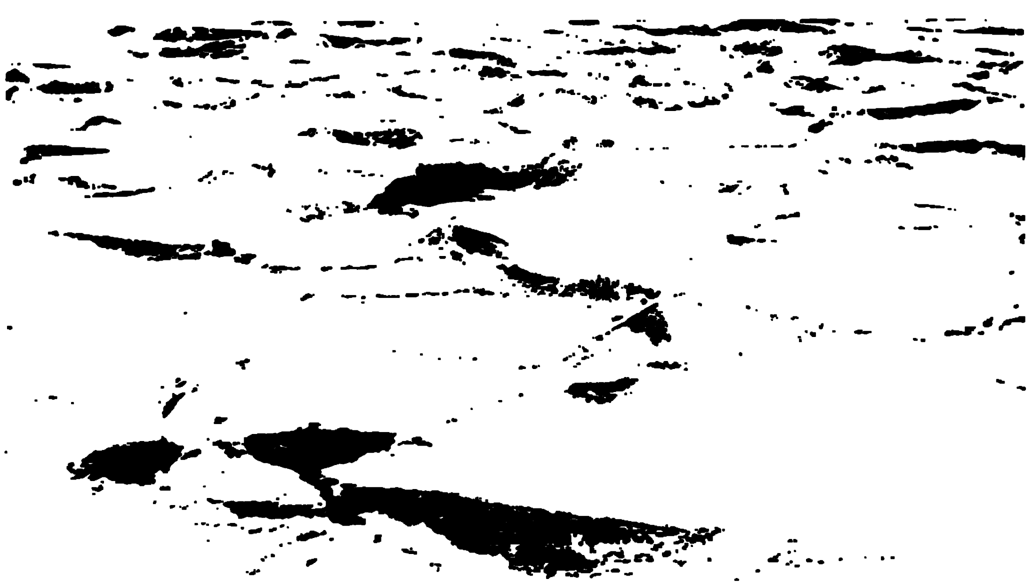
| | | |
|---|---|---|
| 日本油田ガス田図(I) | 青山奥 | |
| 日本油田ガス田図(II) | 横浜 | |
| 日本油田ガス田図(III) | 横須賀 | |
| 日本油田ガス田図(IV) | 富津・大多喜 | |
| 日本油田ガス田図(VII) | 魚沼 | 2,<br>〒 |
| 日本油田ガス田図(VIII) | 本宿 | |
| 日本油田ガス田図(IX) | 七谷 | |
| 日本油田ガス田図(X) | 茂原 | 1, |
| 日本油田ガス田図(XI) | 佐渡 | 1, |
| 日本水理地質図(I) | 木曽川左岸・矢作川・豊川流域 | |
| 日本水理地質図(IV) | 山梨県釜無川および笛吹川流域 | |
| 日本水理地質図(V) | 香東川・土器川・財田川流域 | |
| 日本水理地質図(VI) | 愛媛県金生川・加茂川・中山川・重信川流域 | |
| 日本水理地質図(VII) | 千葉西部 | |
| 日本水理地質図(VIII) | 奈良県大和川流域 | |
| 日本水理地質図(X) | 関東平野北西部 | |
| 日本水理地質図(XI) | 長野県松本盆地 | |
| 日本水理地質図(XII) | 兵庫県南西部 | |
| 日本水理地質図(XIII) | 佐賀・福岡県筑後川中流域 | |
| 日本水理地質図(XV) | 都城盆地 | |
| 日本水理地質図(XVI) | 仙台湾臨海地域 | |
| 日本水理地質図(XVII) | 高知県・鏡川・国分川および物部川流域 | |
| 日本水理地質図(XVIII) | 福岡・大分山国川および駅館川流域 | |
| 日本水理地質図(XIX) | 熊本県白川および黒川流域 | |
| 日本水理地質図(XX) | 鳥取県日野川流域 | |
| 日本水理地質図(XXI) | 福岡県矢部川中流域 | |
| 日本水理地質図(XXII) | 山梨・長野県釜無川上流域 | |

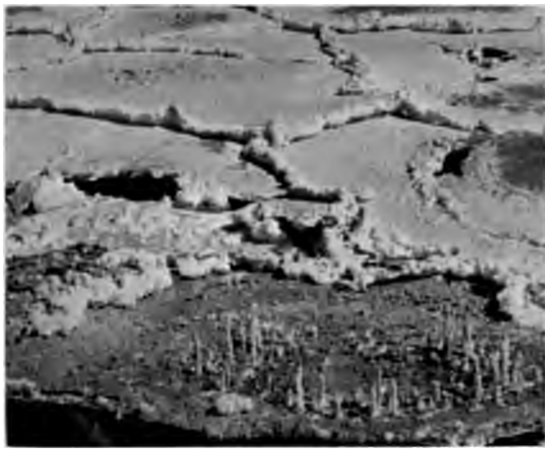
| | | |
|---|---|---|
| 1/200万 | 日本変成相図 | 〒 |
| 1/200万 | 日本地質図 | 1<br>〒 |
| 1/200万 | 日本炭田図 | 〒 |
| 1/200万 | 日本鉱床生成図 | 〒 |
| 1/50万 | 後期新生代地質構造図東京 | 〒 |
| 1/50万 | 地質構造図秋田 | 〒 |
| 1/2万5千 | 佐世保北部 | 〒 |
| 1/2万5千 | 生駒山地西麓部 | 〒 |
| 1/2万5千 | 鬼首 | 〒 |
| 1/10万 | 石狩沖積低地 | 〒 |



1

2





4



5

**ウユニ塩原の堆積物とサンクラック**

ウユニ塩原（サラール・デ・ウユニ）は，中央アンデス高地の内部流域の最低所を占めてボリビアの南西隅に位置し，面積も2万km² に近い世界最大級のプラヤである。ここは北方のポポー湖周辺と一連の古い大湖の名残りで，ところどころに湖岸段丘が発達しているが，低位の段丘群には湖成石灰岩の堆積段丘（写真1）もみられ，この地方の内部流域化がかなり早く完成していたことがわかる。現在この塩原は，雨季に水びたしになるといわれるが，1年の大半は涸上つてソルトデザートの状態を呈している。塩原の縁辺部は泥質で，周囲の扇状地性平野や火山麓からの滲透水も多いらしく，乾季にもかなりのぬかるみであるが，内部は岩塩層の平坦地で，トラックの乗入れにも耐える。また，目標物に乏しい一望千里の平原なので，海上の航路のような特定の横断路線ができているが，そこでは時速80～100km の走行が可能である。

平坦地とはいえ，サラールの表面には数種の微地形がみられる。それらはサンクラックの発達に伴なうもので，まず眼をひくのは亀甲型の割目である。亀甲の大きさは一般に1m 内外，割目の深さは数 cm 程度で，地域差はあまり認められない。特徴的なのは，割目から内部の塩水が滲出して純粋な結晶だけからなる塩の細脈を生じていることで，極洋のパックアイスを想わせる塩原に，こうした塩脈の網目がひときわ白銀色に輝いている。

塩脈に囲まれた板状部の形には，a．平坦(写真2)，b．凹形(写真3)，c．凸形(写真4)の3種があり，分布に地域性がある。その理由は明らかでないが，泥などの不純物の含量，湛水期間，乾燥の程度やプロセスなどが主因であろう。bは一般の泥床にみられるサンクラックと同じで，表面が急速に乾燥・収縮して皿状に背り反つたもの。遅れて析出した微細な結晶が，皿の底に同心的な模様を画いている。またcでは，塩脈の成長がとくに著しいようにみえるところから，それによつて板状部が圧迫されドーム状に盛り上つたものででもあろうか。ドームの頂部が一般に泥質分の比率が高く暗褐色を呈するのも特色で，これはのちの塩分の雨洗によるものらしい。この部分を剝ぎとつてみるとドームの天井からは垂下した塩の鐘乳石が床面には塩の石筍が育つている（写真4．前景)。亀甲板の厚さはbもc大差ないが，どちらかといえばcの方が薄い。以上の微地形や結晶は極めて新鮮で，雨季の浸水説を裏書きしている。

サラールの岩塩層は，何枚もの泥の薄層と互層しており(写真5)，泥土を流入させる多雨期と岩塩を析出堆積する少雨ないし乾燥期との交番を示している。個々の岩塩層の厚さから，この交番は毎年の乾雨季のそれよりはるかに大規模と推測されるので，塩原のボーリングによつて過去の気候変化の様相を明らかにできる可能性がある。

**写真 1**　氷蝕を受けた火山の裾野に付着した湖成石灰岩の堆積段丘。ウユニ塩原南西縁。

**写真 5**　ウユニ塩原南東隅のサリーナ(採塩場)。ここでは表面から2層目までの岩塩層を食用塩として切り出している。厚さは表層が数 cm，第2層は 10cm 内外。　　　（佐藤　久）

地学雑誌 83, 1 (1974)

# インドネシア，東南カリマンタンの"マルタプラ白亜系"について（特に リアム カナンダム貯水地域上流部の地質について）

橋 本 亘*・小 池 敏 夫*

## On the Murtapura Cretaceous System of Southeast Kalimantan, Borneo, Indonesia (Geology along the upper Stream of the Riam Kanan River)

Wataru HASHIMOTO and Toshio KOIKE

**ABSTRABT**

In Southeast Kalimantan of Borneo, the Martapura Cretaceous System is widely distributed. The stratigraphical and paleontological studies of the system were carried out by mostly Dutch geologists during the end of the 19 th to the begining of this century. According to the workers, the Martapura System yieds rich fossils such as pelecypods, gastropods, cephalopods and foraminiferas and the age of the system is Cenomanian to Senonian.

In June of 1972 the present authors visited Southeast Kalimantan to establish the detail stratigraphy and collect useful fossils from the Cretaceous rocks along the upper stream of the Riam Kanan River, east of Bobalis mountainlands, where was already sank under the water after the completion of the Riam Kanan Dam in July of the year. As a result of the survey, they divided the Cretaceous strata called the Manunggul Formation into five units, Kalaän, Benuariam, Tabatan, Rantaulajon Formations, in ascending order. The Kalaän Formation unconformably overlies the schist and consists of conglomerates, sandstones and siltstones and contains Turonian ammonids, *Reesidites* sp., *Inoceramus teraokai* MATSUMOTO and NODA *I. latus* SOWERBY. The Benuariam Formation is composed of porphyritic lavas, agglomerates and tuffs, and conglomerates. The Tabatan Formation consists of sandstones and conglomerates. *Orbitolina* of Apto-Albian form is obtained from the limestone pebbles in the conglomerates of this and the Benuariam Formations. The Rantaulajon Formation is composed of fissil shale which contains rich estheriids, *Pseudocyclograpta hashimotoi* KOBAYASHI n. sp. and *Lioestheria* sp. These estheriids indicate that the formation is nonmarine origin and probable Senonian.

The authors also survery Cretaceous strata distributed along the Riam Kiwa River and in Batotiris and its vicinity, west of Bobalis mountainlands. The Cretaceous strata exposed along the Riam Kiwa River were subdivided into four formations Buntutriam, Rantau Lingitan, Riam Lingitan and Atiin Formations, in ascending order. The Buntutriam Formation is composed of conglomerates of porhyrite cobbles and thin sandstone and mudstone layers. The Rantau Lingitan Formation comprises mudstone which yields late Turonian ammonoids, *Subprionocyclus neptuni* (GEINITZ). The Riam Lingitan Formation is made up of sandstone which containis many pelecypods. The Atiin Formation consists of purple colored tuffs and sandstones. The Rantau Lingitan and Riam Lingitan Formations are correlated with the Kalaän Formation and the Atiin Formation with the Benuariam Formation along the Riam Kanan River.

* 東京教育大学理学部地質学鉱物学教室 Institute of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Tokyo Univ. of Education

Eocene to Miocene strata exposed along the Riam Kiwa River were also surveyed in detail. Based on the study of larger foraminiferas, the authors found that Td stage of Oligocene seems to be lacked in this area.

## I 緒言ならびに謝辞

1971年8月中旬，橋本は文部省科学研究助成金による，後ダナウ（Danau）造山の研究にあたり，リアム　カナン(Riam Kanan) 川下流部において，かつてダナウ層に対比された（RUTTEN, 1926；KOOLHOVEN, 1935)ことのあるアリノ（Alino)層（＝Alino-op Waringin-lagen, KROL, 1920）の化石採集のため，日本工営株式会社が建設指導しているリアム　カナンダムを訪ねた。その折，このダムは1972年6～7月頃に最終の締切がなされ，12月までには広大な貯水池が湛水されると聞いた。貯水池の地図を見ると，マヌングル(Manunggul)層と KOOLHOVEN が名付けた地層の分布地域のかなりの部分が，模式地とともに水没することがわかつた。ダムの建設地点は，結晶片岩とそれを貫くかんらん岩からなるボバリス山地の中にある。この山体の西側にはマルタプラ（Martapura）白亜系が分布し，そこから産する軟体動物の研究（MARTIN, 1889 a, b；UMBGROVE, 1938）によりセノマン世（Cenomanian）あるいはセノン世(Senonian)，また *Orbitoslina concava* LAMARCK の存在により（KROL, 1920；KOOLHOVEN, 1935）セノマン世の堆積物と考えられてきた。橋本はかつてマルタプラの北方から，アプト・アルブ世（Apto-Albian）の *O. scutum-trochus* FLITSCH か *O. descoidea-conoidea* GRAS に同定されるとみられる *Orbitorina* を採集している。しかし，ボバリス山地の東側に分布するマヌングル層は白亜系とみなされているが，化石の産出報告はほとんどなされていない。そこで一度は調査目的を変更して，湛水予定地域の白亜系の化石採集を試みようとした。しかし，乾期であるにもかかわらず，強いスコールが長い間続き，川の水位が上がつてしまい，川沿いの露頭を観察することが不可能になつてしまつた。そこでマヌングル層模式地方面の調査には，他日を期すことにした。帰国後，しばらくの間は調査に要する時間と資金を調達するてだてがなく，一時出発を断念したが，理学部長福田信之教授，ならびに地質学鉱物学教室の皆様の御理解が得られ，また資金面では，茗渓会理事長柴田周吉氏をはじめ，東南アジア古生物研究会の海外調査にいつも御協力をいただいている多くの会社からの御援助を得ることができ，ダムが締切られる直前にリアム　カナンの土を踏むことができた。私ども2人が水没予定地域内から，多くの新しい地質情報を持帰ることができたのも，ひとえにこれらの方々の御好意によるものと感謝している次第である。現地調査にあたつては，日本工営，北スマトラ石油開発協力事業団の方々の親身の御協力を得た。インドネシア政府リアム　カナン計画事業団のダム建設事務所のアンドヨ（ANDOJO）副所長は，招請状を発給し，渡航の便を計られた。本調査計画の遂行にあたつて，小林貞一東京大学名誉教授・鳥山隆三九州大学教授には東南アジア古生物研究会の会長ならびに幹事として，いろいろな御援助をいただいた。以上の各位に対し，心からの謝意を表する。採集化石については，今後それぞれの専門家に御研究を御願いする予定であるが，とりあえず持帰つた極少数の標本中，estherids は小林貞一名誉教授に，*Inoceramus* と菊石は，松本達郎九州大学教授に，御鑑定をお願いした。両先生に対し御礼を申上げる。

## II 調査の経緯

本調査は，日本工営リアム　カナン建設事務所の西井所長からの現地状況に関する御書面をもとに計画され，昭和47年6月14日現地到着，調査準備を終えて，6月16日独木舟に乗込んでリアム　カナン川を遡行した。水没予定地内の殆んどの部落は，高所に移転した後であつたが，空家が残つているところもあり，そうしたところに泊り歩いた。一行はわれわれ両名に，人夫頭と船頭3名の計6名で，この6名で舟を引づり上げられない急瀬（リアム，Riam）までの沿岸を調べた。水没予定地の大部分は低い岡で，殆んどが

アラン　アラン草でおおわれ，低い部分は段丘礫をかぶり，高い所も露出は極めて悪かつた。川の両岸には河原らしいものが発達する場所も少なく，水深も大きく，露頭の観察はいきおい独木舟の中から行なうことが多かつた。そこで，われわれの調査のルートマップはそれを地質図にまとめ上げて示すまでには到底いたらないが，それでもおおよその層序は組立てることはできた。

リアム　カナン川沿いの調査が，予定より早く終つたので，ボバリス山地の西側に分布するマルタプラ白亜系の中で，MARTIN (1889 a, b)が記載した化石産地を調べることにした。KROL(1920)の地質図を頼りに，アプローチしやすいバトティリス (Batutiris) 付近のケンチョール (Kentjur) 川とパンガリンガン (Pangaringan)川を選んだ。

6月29日アワンバンカル (Awangbangkal) とカランインタン(Karangintan) の中間にあるスンガイアサム (Sungaiassam) の渡しを越え，バトティリスに向ったが，インドネシア政府発行の1/10万地形図にしるされているその部落は全く姿を消し，二・三軒の家が点在して残つているにすぎなかつた。

実際に野外にでると，縮尺の大きい地形図は役に立たないし，川の名称も地質図と現地人の間で使用されているものとでは違うもののあることがわかつた。地形図について様子が呑みこめるまでに2日半を空費に近い状態ですごしてしまつた。しかし，その後に，バトティリスブッサール (Batutiris Besar) 川の上流において，かんらん岩を不整合におおう白亜系の基底礫岩部に，*Turritella* を思わせる巻貝の密集する砂岩を発見した。この川筋には化石産地が KROL の地質図には多数しるされているが，そこに分布する堅くて緻密な黒色頁岩からは，放散虫以外なにも見い出すことができなかつた。

そこで，最後に残された短い日数を，リアム　キワ (Riam Kiwa)川の中流にある白亜系と，VERBEEK (1874)が始新世とした地層の調査に費いやすことにした。ペンガロン(Pengaron)からリアム　キワ川を遡行したが，思いのほか川の流れが急で，*Orbitolina* 石灰岩をもつ白亜系の出るブリンビン (Blimbing) への半分程の地点から引返さざるをえなかつた。しかし，多数の白亜紀貝化石と保存の良い始新世ならびに漸新世の高等有孔虫を得ることができた。

## III　ムラトス山地の地質調査の沿革

マルタプラは，大変古くから地質調査が行われてきた。VERBEEK (1875) によれば，1850年代の末頃には，白金，石炭といった鉱産について調査記録が出版されている。しかし，層序の研究は，VERBEEK が1869～1870年に行つたものが最も古いようである。化石のうち，特に *Nummulites* については，VERBEEK により，1871年と1874年に既に報告されている。

地質単元として次の7大別がなされ，その中はさらに細分された。すなわち，I．結晶片岩類　II．古期噴出岩類　III．古第三系　始新統　IV．第三紀噴出岩類　V．若い第三系（中新統？）　VI．洪積統　VII．沖積統の7区分である。この区分のうち，中新統であろうとした地層の大部分と，その下位の第三紀噴出岩類とされたものは，後に HOOZE(1893)によつて，白亜紀に属することが明かにされた。しかし，III．の始新統の中を，$\alpha$, $\beta$, $\gamma$ の3階に分けたことは達見であり，$\gamma$ について多少の訂正を要するが，大綱としては KROL(1920)にまで，引きつがれている。

VERBEEK の後に，この地方はもとより，広くムラトス山地南部までを調査したのが，HOOZE (1893)である。同氏はまず，VERBEEK が始新世とした$\alpha$層の下に不整合があつて，先第三系がこの地方に，広く分布することを明らかにした。そして，同氏の採集にかかる化石を，MARTIN (1889 a, b) がセノン世と同定したことを用い，先第三系はセノン統であると述べた。また，リアム　カナン川から南方の先第三系については，ワリンギン泥岩 (Waringin Kleisteen) およびアリノ泥岩 (Alino Kleisteen) の二項目をもうけて記述している。第三系については，VERBEEK(1875)の区分を踏襲しているが，$\alpha$層の貝化石については，BOTTGER(1877)，同じく植物化石については，GEYLER(1879)の記載をあげている。MARTIN (1889 a, b)は，マルタプラから，棘皮動物1種，腕足類2種，斧足類24種，腹足類13種，頭足類3種(う

ち新種は23種)を記載し，インドのアリアルール (Aliaroor) 層や，ドイツのクワーダー (Quarder) 砂岩の動物群に近似性を求め，セノン世のものとみなした。そして産地にちなみ，マルタプラ白亜系と呼んだ。しかし UMBGROVE (1938) は MARTIN (1889 a) のルディスティス類 (Rudistids)*は，セノン世ではなく，セノマン世のものと述べている。また，KOOLHOVEN (1935) は，これらの化石動物群には，チューロン世 (Turonian) のものが若干含まれていると記述している。

HOOZE (1893) についで，ムラトス山地南部を更に詳しく調査したのは KROL (1920) である。彼は HOOZE (1893) がセノン統とみなした礫岩に介在する泥灰岩や石灰岩から，セノマン世の *Orbitolina concava* を見い出した。また HOOZE (1893) の命名したワリンギン泥岩およびアリノ泥岩については，セノン統よりは古く，ボバリスかんらん岩によつて接触変成をうけている地層で，セノマン世のものと考えている。KROL はこの地層を，アリノ層およびワリンギン層 (De Alino- en Waringin-lagen) アリノ層またはワリンギン層 (Alino- op Waringin-lagen または-formatie)，アリノおよびワリンギン泥岩 (Alino- en Waringin-Kleisteen) と，いろいろな呼びかたをしている。そして，セノン統とセノマン統の境は見当らないと記している (1920, p. 367)。彼はムラトス山地の白亜紀の地史と層序区分を次のように考えた。

①
- 先セノマン世玢岩
- 砂岩
- 粘板岩
- *Orbitolina concava* を伴う石灰岩や泥灰岩

} 沈降

同時的褶曲を伴う噴出上昇とそれに続く沈降

②
- 礫岩および砂岩 (かんらん岩の不毛周縁部に浸蝕がおよんでいるだけで，かんらん岩に由来するダイヤモンドは本堆積物には含まれない)。
- 礫岩および砂岩，部分的に粘土が多い。(かんらん岩の中核部にまで浸蝕がおよび，ダイヤモンドが含まれる)。
- セノン統 (南西部の浅海にセノン統堆積，陸地の緩慢な上昇)。

KROL (1920) は白亜系を2分できると記しているが，それが上述の①，②にあたる。①がアリノ層およびセノマン統で，②が含化石セノン統ということなる。なお次のような記述もある (p. 221)。

1. セノマン統堆積　2. セノマン統の褶曲，烈しい火山活動　3. 若い白亜系 (チューロン統？，セノン統の堆積　4. 弱い褶曲　5. 全第三系の堆積　6. 強い褶曲 (火山活動を伴わず)

彼の記述によれば (p. 347, 348)，セノマン世とみなされた砂岩，泥岩は，*Orbitolina concava* を除いて，極めて化石に乏しいが，一度 *Acanthoceras* に似た菊石が，ミハク (Mihak) 川の上流部の砂岩層から発見された。しかし不幸にも失われてしまつたとのことである。ミハク川はリアム カナン川の支流とみなされることから，興味深い報告である。

矢部長克 (1921) は東カリマンタン，マンカリハット (Mankalihat) 半島の南のブルンガン (Bulungan) のスンガイ マラー (Sungai Malah) 産大型有孔虫を調べ，*Assilina orientalis* や *A. granulosa minor* を含むその地層を，VERVEEK (1871, 1881) の $\beta$ 階に対比，さらにジャワ (Java) 島中部のナングラン (Nangulan) 層と対比し，上部始新世と考えた。その後 MÖHLER (1943) は，$\alpha$ と $\beta$ の双方をあわせて，タンジョン (Tandjung) 油田の Ta-b 層に対比した。

---

* *Sphaerulites* sp. $\alpha$, *Sph.* sp. $\beta$, *Radiolites* sp. $\alpha$, *Rad.* sp. $\beta$ の4種が記載されている。

RUTTEN(1926) (KOOLHOVEN, 1935による)はアリノ層を岩相上，西ボルネオ，カプアス (Kapuas)川中流において，MOLENGRAAFF(1900*)によつて，ダナウ(Danau)層と名付けられ，HINDE(MOLENGRAAFF, 1900) の放散虫化石研究により，ジュラ紀**と考えられているその地層に対比した。

KOOLHOVEN(1933, 1935)は BRUGGEN, MUSPER らの協力を得て，1931～1933年の間に，この地方の調査を行つた。調査範囲は KROL(1920)の地質図の上半に近い部分で，リアム カナンとリアム キワの両川の流域を主としている。そこには KROL(1920)のみた *Orbitolina concava* を含む地層は，分布していない。

橋本は KROL(1920)によりあげられている *Orbitolina concava* の産地は見ていないが，KROL の地質図の左上隅に広く分布する花崗岩(VERBEEK, 1875 による Tamban 閃緑岩)の北北東延長部の西側に，断層で接する白亜系中に *Orbitolina* 石灰岩を戦時中に見つけている。産出地点はバラバイ (Barabai) 東方の，ハンタカン (Hantakan) である。同じ場所を1971年夏，栗原謙二，増田富士雄とともに訪れ，多くの標本を得ることができた。その研究の結果，*Orbitolina descoidea-conoidea* や *O. scutum-trochus* に近いもので***あり，かつ *Nautiloculina oolithica* や，*Pseudocyclammina* を共産することから，ハンタカン石灰岩は，アプト世かあるいはそれより古いことがわかつた。

BEMMELEN(1949)はムラトス山地の地史を考えるにあたり，アリノ層とパニウンガン(Paniungan)層****の関係を述べている。それによると，これらは浅い海とやや深い海に堆積した同時異相の関係にあるものと考えた。そのほかの層序については，KOOLHOVEN(1935)と MOHLER(1943)に従つているように思われる。彼は自分の造山説をもとにした多くの推測を加え，次のような地史を考えた。ジュラ紀の頃マカッサル (Makassar) 海峡にあつた造山中核部が隆起し，その西側の地向斜中にオフィオライト噴出を伴つて，深海相の堆積が行われ(アリノ層)，中央隆起部のすぐ西側にパニウンガン層の浅海堆積物を生じた。ジュラ紀末には，重力構造運動を伴う強い地殻変動を生じ，ムラトス地向斜は，オフィオライト貫入の塩基性岩前縁の上昇のため，地殻の強度が弱められる一方，中央隆起部は上昇し，最頂部の地殻は折れて，地殻のブロックは中央隆起の西翼と共に，ムラトス地向斜にスランプする。そして圧迫され，衝上を生じた地向斜内では，塩基岩性前縁はますます上昇し，白亜紀の初期に，ボバリスかんらん岩体やムラトスかんらん岩体の貫入が起きた。そして，引続き斑れい岩，閃緑岩，花崗岩の深成活動が行われた。この頃，パニウンガン層の上部が，中央隆起部の西側に堆積した。白亜紀前期の終り頃，ムラトス地向斜は上昇し，地背斜に転じ，深部まで削剥を受けるにいたる。そして，この上昇は，その容積に見合うだけ，その西側に地向斜を生じた。それが現在のバリト盆地で，東側のものはラウト(Laut)島の東にあたる。それらの地向斜には，ムラトス山地からの白亜系の削剥物質が供給された。セノマン世の頃，白亜紀ムラトス山脈は再び下降し，*Orbitorina* 石灰岩や，それに関した堆積物をもたらした海侵の場となる。この地層はすべての古い地層の上に，不整合に重なる。しかし，この緩慢な沈降も時に上昇により中断され，*Orbitolina* 石灰岩を礫として，持込むような局地的非整合をもたらした。そしてマヌングル層を堆積した浅海は，*Orbitolina* 石灰岩を伴う海侵よりははるかに広くなり，ムラトス山脈からラウト島一円を浅海でおおつた。この堆積中，ムラトス山地には，火山活動が盛んとなる。これは混成岩帯前縁の上昇を示す。白亜紀の終りに再び大規模の上昇が，ムラトス山地におこり，これに見合う沈降が，近隣に生じた。そして上昇部の頂部に

---

* 1903年の英語改訂版を参照した。

** HAILE(1957)によれば，ダナウ層模式地の西の延長と見られる Sarawak 側の Lupar 層からは *Orbitolina* sp. や *Globotruncana* sp. を産し白亜紀セノマン世より古くはないとされる。その火砕岩やチャートをもつ相の火山角礫岩中の石灰岩からは *Pseudocyclammina* を報告している。下部白亜紀～から上部白亜紀に亘る地層と思われる。

*** 橋本・松丸(1974)は *O. lenticularis* (BLUMMENBACH) とする方が良いと考えている。

**** MARKS(1961)のインドネシア地層名辞典によれば，この地層名は *Jaarb. v. h. Mijnw., Nederl. Oost-Indië*, 1932-33, p. 23に初めて記されるが，創設者不明とされている。

は，張力断層を生じ，両翼へ衝上した。そして両翼部の圧縮されたところには，閃緑玢岩のダイヤピル岩脈や岩株を生じた。しかし，この運動も，地背斜西北部では，始新世海侵の行われる前に休止し，地表上の火山地形も削剥されてしまつた。だが，地背斜のずつと東方にあたるところでは，始新世海侵の後までも続いた。始新世の海侵は，石炭層を伴う汽水環境に始り，ムラトス帯全部をおおつた。

MARKS(1961)はインドネシア地質名辞典の編輯にあたつて，BEMMELEN 説に左担しているし，この考え方はまた，インドネシア地質調査所編，南東部カリマンタン地質図 (1:500,000) (1969) の編輯方針にも影響しているとみられる。すなわち，KOOLHOVEN がマヌングル層と名付けた地層のうち，結晶片岩からなるボバリス山地の東側にあつて，雄大な向斜をする部分だけをセノン統として彩色されている。そして，KOOLHOVEN がマヌングル層とパニウンガン層の不整合を記載した場所は無視され，パニウンガン層は，MARTIN(1889 a, b) がセノン世の化石として記載した化石産地を多く含むボバリス山地の西側に分布するマヌングル層や，アリノ層，ワリンギン層と共に，非分離中生界として図示され，マヌングル層との境は，断層とされている。

私どもの訪れた地域に関して，KOOLHOVEN(1935)が示した層序は次のようである。

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| 1. | 結晶片岩 | 先中生代 | 6. | 含 *Orbitolina* 堆積岩類 | 中部白亜紀 |
| 2. | アリノ層 | ?ジュラ紀 | 7. | マヌングル層 | 上部白亜紀 |
| 3. | パニウンガン層 | ?上部ジュラ紀 | 8. | 半深成岩類 | 始新世古期 |
| 4. | 深成岩類 | 下部白亜紀 | 9. | 第三紀堆積物 | |
| 5. | 角礫岩 | 同上 | 10. | 第四紀堆積物 | |

BEMMELEN(1949)は KOOLHOVEN(1933, 1935) の地層の記載を詳しく英訳している。それによると次のようである。

1. 結晶片岩　主として，珪岩と角閃石片岩から成り，後者には，含石英角閃石片岩，角閃石・緑簾石片岩，曹長石・角閃石片岩，緑簾石・曹長石・角閃石片岩，陽起石片岩，スマラグダイト片岩，緑泥石・緑簾石・曹長石片岩などがある。局地的なものとして，黒雲母・緑泥石岩や粗粒結晶をする，角閃石・緑簾石岩などもある。若い礫岩の礫中には藍閃石片岩や片麻岩も発見されている。

2. アリノ層　不整合に結晶片岩をおおうものとみられる。それは，この地層に，結晶片岩からの砕屑物が含まれているからである。この地層は放散虫チャート，珪質頁岩，頁岩，泥灰質頁岩からなり，稀に結晶質石灰岩を有する。結晶質石灰岩はアワンバンカル (Awangbangkal) の東方，トゥングルブタック (Tunggulbutak)川に産する。この地層はまた，輝緑岩，玢岩質角礫岩，凝灰岩，流理石理や杏仁状石理をもつ輝緑凝灰岩を伴う。多少動力変成をうけたり，熱水変質をうけ，二次的な緑泥石，沸石，石英，緑簾石を生じている。この地層のうち，ボバリスかんらん岩の西に分布するものは，主として堆積岩相であるが，ティウィンガン (Tiwingan) の東では，火山岩相がみられる。時代を明示する化石は見つかっていないが，かんらん岩より古く，RUTTEN(1927) により，三畳紀あるいはジュラ紀のダナウ層に対比されている。

3. パニウンガン層　かんらん岩より古い地層である。分布は非常に限られている。灰色ないし灰緑色，泥灰質あるいは泥質の多起源砂岩，泥灰岩や蘚虫を含む石灰岩層などからなる。BRUGGEN は泥岩や砂岩から，放散虫や *Quinqueloculina* などの有孔虫を出してはいるが，地質時代の判定は，KOENIGSWALD

が鑑定した *Cylindrites* による。これはヨーロッパでは，ジュラ紀から下部白亜紀に産するものとされている。産出地点はパマリ (Pamali) 川とティワアン (Tiwaäng) 川で，いずれもリアム カナン川の支流でボバリス山地の東側に源を発する。この地層は上部白亜紀のマヌングル層に不整合におおわれている。キナイン (Kinain) 川(パニウンガン川の支流か)の東では明かにかんらん岩に貫かれているのだが，マヌングル層はかんらん岩を礫としてもつている。

4. 深成岩類 かんらん岩，輝岩，斑れい岩および閃緑岩，斜長石花崗岩および花崗閃緑岩の4項目にわけて記しているが，ここでは省略する。ただ，かんらん岩は大部分蛇紋岩化し，圧縮力の影響を示す。これに伴つて，輝緑岩が見られる。閃緑岩の中には，局地的に動力変成の結果，角閃岩化しているものもあるが，結晶片岩に伴うものよりは，明らかに若い。こうした深成岩類は，アリノ層やパニウンガン層よりは若く，マヌングル層よりは古い。

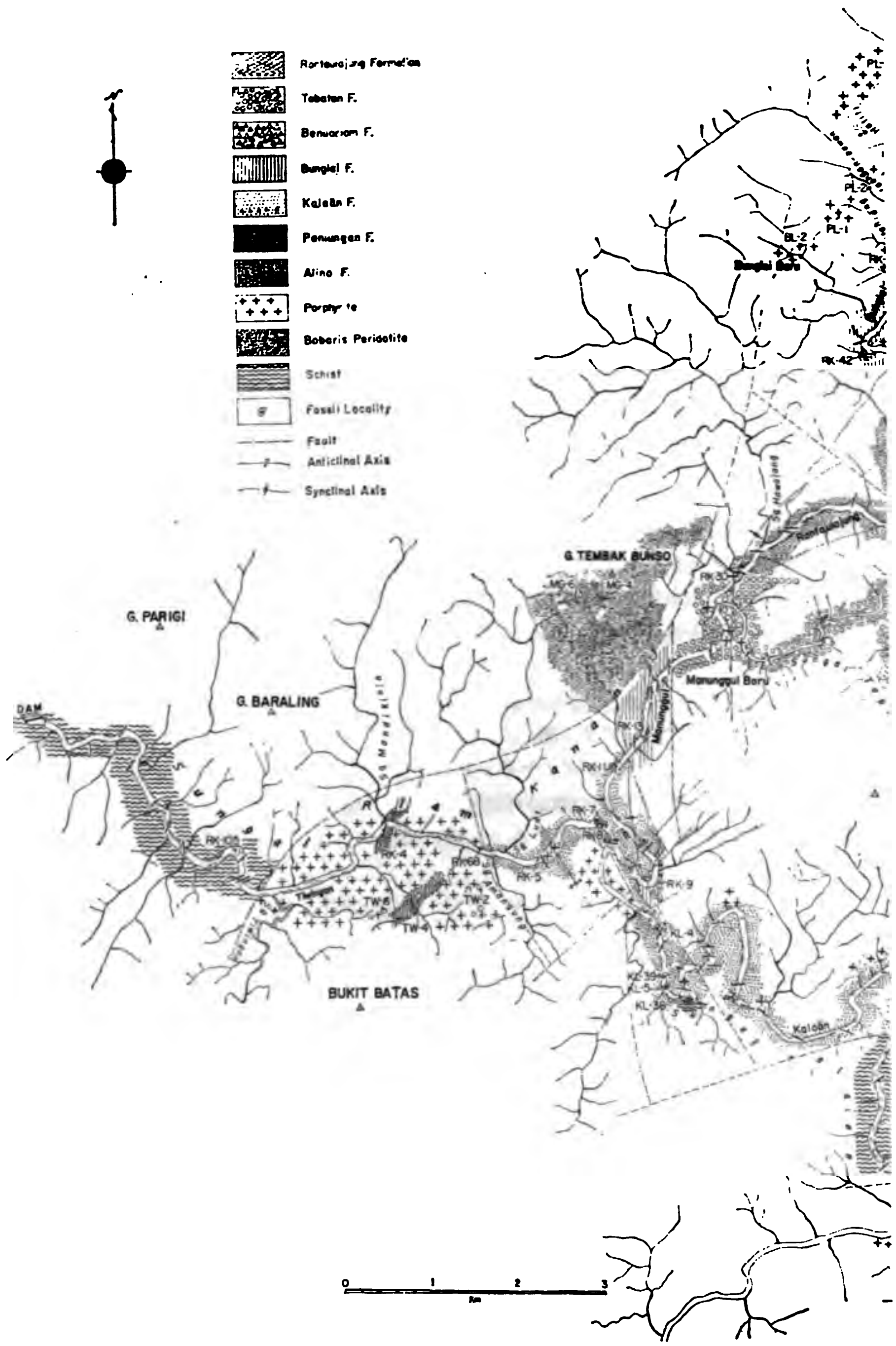
5. 角礫岩 これは貫入角礫岩である。これはダイヤモンドの産出に関係が深い地層であるため，5個所ほどの地点について，詳しく記している。これはボバリスかんらん岩中に分布するもので，このかんらん岩岩漿の最終的分漿成生物と考えられている。

6. 中部白亜系 これは *Orbitolina* を含む地層であるが，KOOLHOVEN の調査地域には分布しない。ただこれを含む礫が，マヌングル層の中に発見される。*Orbitolina* を含む石灰岩は，礫岩，砂岩，玢岩質火山活動を示す岩石などからなる地層に介在する。記載の上では，岩相的にマヌングル層と極めてよく類似する。地質時代については，KROL(1920) による，*Orbitolina concava* の発見で，セノマン世とされている。

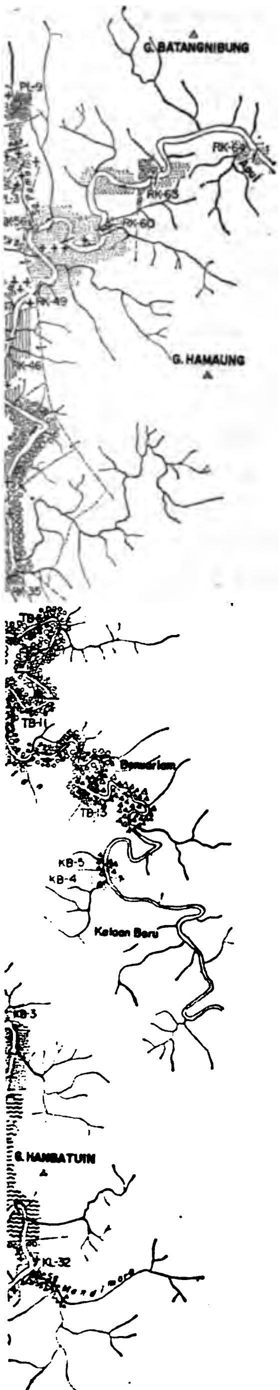
7. マヌングル層 結晶片岩，アリノ層，パニウンガン層，かんらん岩ならびに花崗岩を不整合におおつている。そしてこの礫岩の中にはダイヤモンドおよび“タティマハン (Tatimahan)”，金および白金が，漂砂として存在する。堆積岩相と噴出岩相が認められ，前者は主として，結晶片岩山地の西側に，後者は地層模式地を含む東側の地域に分布する。前者は礫岩，砂岩，泥灰岩にわずかの無化石石灰岩（ブ

第1表 橋本・小池の層序

| | ブングライ～アボイ間 | | タバタン川～リアム カナン川～カラアン川，カラアン～カラアンバル間 |
|---|---|---|---|
| | 低位段丘堆積物 | | 低位段丘堆積物 |
| | 高位段丘堆積物 | | 高位段丘堆積物 |
| | | マヌングル層群 | ランタウラヨン (Rantaulajung) 層 |
| | | | タバタン (Tabatan) 層 |
| | ブングライ (Bunglai) 層 | | ベヌアリアム (Benuariam) 層 |
| | 断層 | | |
| | カラアン (Kalaän) 層 ? | | カラアン (Kalaän) 層 主部 基底礫岩断層 |
| | | | 断層 ? |
| ボバリス (Bobaris) かんらん岩 | パニウンガン (Paniungan) 層 | | アリノ (Alino) 層 |
| | 断層 | | 断層 |
| | 結晶片岩 | | 結晶片岩 |




第1図　リアム　カナン川ならびに支流沿いのルートマップ




キット　ブッサール山，G. Bukit-Besar) をつくるからなり，後者は熔岩，角礫岩，凝灰岩などでいずれも玢岩の活動によるものである。この火山活動は，マヌングル層の堆積開始と共に始まったのではなく，かなり後に生じた。石英安山岩質凝灰岩もみられ，アルタイン　クチル (Artain Ketjil) 川では，浮石質石英安山岩質凝灰岩が角礫岩や砂岩の間に見られる。火山岩質の岩石は，いずれも多少熱水溶液の影響を蒙っている。アワンバンカルの北東にあたる，ブッサール(Besar) 川およびバンガリンガン (Pangaringan)川から，HOOZE が採集した化石は，MARTIN(1889 a, b)によって記載され，その地質時代はセノン世とされた。しかし，BRUGGEN の再検討によると，セノン世のほかに，チューロン世の特徴種をも含むという。ただしこの研究は，未刊である(KOOLHOVEN, 1935)。BRUGGEN はマヌングル層から，*Nerinea* を，バヒワン (Bahiwang)川と，マヌングルに近いリアム　カナン川の2個所から見つけている。MUSPER の鑑定によれば，フランスのチューロン世の地層から産する *Nerinea* (*Ptygmatis*) cf. *requeiniana* D'ORBIGNY に同定されるという。

8. 脈岩類　マヌングル層ならびにそれより古い地層には，岩脈や岩株がかなりひんぱんに発達する。しかし，始新統以後の地層には，まったく見られない。そこで，その活動時期は始新世の最初と考えられる。それらは石英閃緑岩質玢岩，閃緑玢岩，角閃石閃緑玢岩，スペッサル岩，カンプトン岩等である。

9. 第三紀堆積物　古第三系の下部は，石英砂岩，礫岩，泥岩および石炭層からなり，上部は泥岩や石灰岩からなる。リアム　キワ川支流ピナン (Pinang) 川の東の，ブキット　ブッサール山の東では，マヌングル層の噴出岩相の上を，石英砂岩と礫岩からなる地層が，水平におおっている。

新第三系は礫岩，砂岩，粘土および褐炭層からなる。

## IV　われわれの観察事項

今回の調査は露出状態の悪さと，時間的制約のため，地層を広く追跡するというようなことはできず，層序の組立てには大層苦労した。化石の研究が少しずつ進み始めた今日でも，層序や構造を十分把握したとはいえぬところもある。しかし，新たな化石の発見により，時代が判明したところもあり，地質学的に興味ある事実も得られた。以下，リアム　カナン川とリアム　キワ川地域の層序とその説明を行う。

**A. リアム　カナン川地域の層序** (第1図参照)

リアム　カナン川地域の層序は，次のとうりである。

1. 結晶片岩　ダムからティウィンガン川の川口までの間に，非常に良く露出している。主として緑泥石変成相ので，かんらん岩に貫かれている。また，結晶片岩の間に，薄い赤色硅岩層があるのが一個所だけ見られた。そのほか，カラアン川の川口から，南に向って遡行し，最初のU字曲点

のところに，マヌングル層基底礫岩の下に露出する(RK-38)。さらにカラアン川との合流点から，リアム　カナン川本流を遡行して，最初の大きな曲りを過ぎたすぐ上流にある急瀬の下流側の川の中と，右岸に角閃岩の小さな露頭が見られ，この上流側には緑色結晶片岩の亜角礫を多量にもつマヌングル層基底礫岩と思われる地層が露出するが結晶片岩との直接の重りは見られない。ダムから下流部では，アラニヨ(Aranio) 部落のしも手で，結晶片岩が，ボバリスかんらん岩の本体に接しているのが観察される。

2. アリノ(Alino)層 KOOLHOVEN(1935)が記したように，結晶片岩とボバリスかんらん岩の作るボバリス山地の，東西両側に分布する。東側のものは，彼の記載した通り，玢岩の熔岩が主体で，ティウィンガンから，上流はカラアン川合流点のしもてにあるラウル (Laur) 川の上流まで分布する。上流部では極めて堅い砂岩層が，ほぼ水平に横わり，その上には厚い玢岩の熔岩が重なる。ティウィンガンとラウル川口との中間付近のマンディキニン(Mandikinin)川落合付近の本流では，板状砂岩を挾み(RK-4)，30度ぐらい西方に傾斜する。結晶片岩との境は，恐らく断層であろう。ボバリス山地の西側のアリノ層の，リアム　カナン川岸での露出地域は，模式地のアリノ，あるいはワリンギン層の模式地ワリンギン(Waringin)山の，北方延長部にあたるスンガイアサム (Sungaiassam) 部落付近であり，比較的良い露出がある。このアリノ層は主として緑灰色板状砂岩からなる。これは部落のすぐ西側で，第三系の石英砂岩と，恐らく断層で接する。やや硅質の部分には，放散虫が豊富に含まれている。マヌングル層の礫の中や，河原にはかなり多くの赤色チャートが認められるが，リアム　カナン川では露頭が見られない。KOOLHOVEN の地質図では，アワンバンカルの少し川下にあたるマンディカパウ (Mandikapau) 付近で，マヌングル層と接することになつているが，マヌングル層の堆積相はリアム　カナン川の川岸では見られず，玢岩および流紋岩と思われるものが露出するのみであつた。これら火成岩とスンガイアサム付近の，アリノ層との境は見られなかつた。

3. パニウンガン(Paniungan)層　KOOLHOVEN の地質図では，この地層はボバリスかんらん岩の北東末端部に貫かれて，2分岐した南半と，その北東延長のひと続きにまとまつた，細長い部分とからなつていて，西南の枝の西南端はようやくパマリ川まで達している。われわれが調査できたのは，この部分だけにすぎない。KOOLHOVEN(1935, p. 201)には，この部分の1/2万の地質図がある。それによると，閃緑玢岩の中に，堆積岩の小分布地域があつて，パマリ川とハティティ (Hatiti) 川の合流点のやや上流付近に，マヌングル層と，不整合で重なるように図示されている。しかし，今回見た限りでは，パマリ川でもハティティ川においても，パニウンガン層とみなされている地層の分布地域には，合流点の下流から露出する黒色頁岩が連続してみられる。この黒色頁岩の下位には，結晶片岩礫や塩基性深成岩類の礫をもつ，恐らくマヌングル層に属すると思われる礫岩層が続く。礫岩層中に挾まれる暗灰岩シルト岩も，礫岩層の下位に続く砂岩やシルト岩も，小さな貝化石や，小型有孔虫を含み互に岩相が似ており，礫岩層の下底部に不整合面があるとは思えない。礫岩層の下位の暗灰色シルト岩は，しばらくの間露出が続くが，それがとぎれた後，右岸に砂岩の露頭(PL-8)があり，その風化した部分に，*Nerinea* と思われるような巻貝の溶けさつた跡が沢山ある。パマリ川における *Cylindrites* の産地と，KOOLHOVEN が記したのは，これをいうのかもしれない。さらに上流には，石灰岩の薄層を挟む，暗灰色シルト岩や，緑色砂岩などからなる地層が露出する (PL-9)。これらは小型有孔虫や二枚貝を含む。この部分の岩相はマヌングル層には見られないものである。そこで，パニウンガン層とマヌングル層の境界線を，われわれは KOOLHOVEN によつて示された位置より，上流側に想定した(第2図参照)。

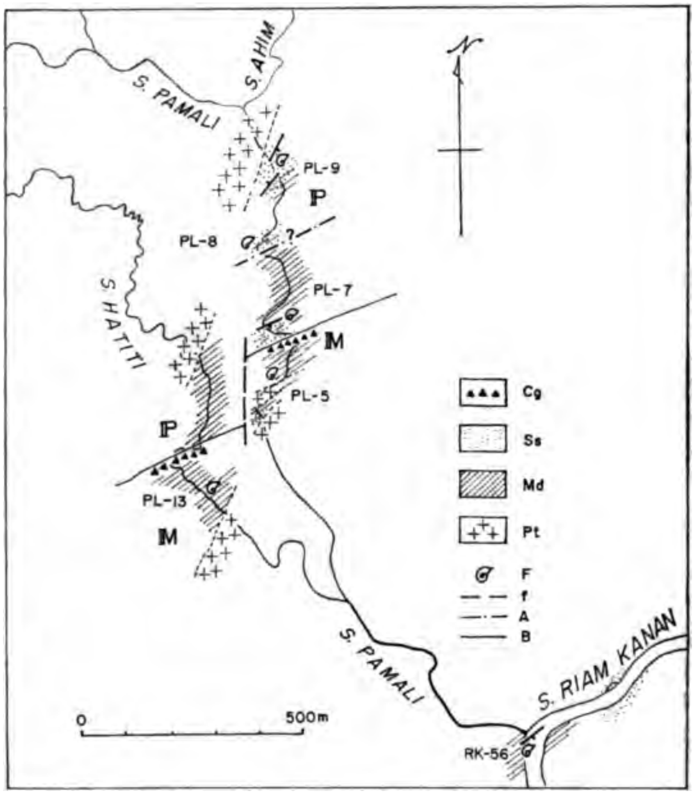
4. マヌングル(Manunggul) 層群(新称)

今回の調査の結果では KOOLHOVEN(1935) により区分された，マヌングル層の分希区域では，ブングライからマヌングルのすぐ下流まで，南北方向に，赤色砂岩層が直立あるいはそれに近い急傾斜で分布するが，その東側では，緩傾斜の向斜(あるいは複向斜)をしていて，いくつかの地層単位に区分も可能である。そこで，マヌングル層を層群の単位にあげる。本層群は下位から，カラアン層，ベヌアリアム層，タ

パタン層，ランタウラヨン層の4層に区分される。

1）　カラアン（Kalaän）層

a．基底礫岩層　基底の不整合が見られるのは，カラアン川を遡行して，最初に出会う，ヘアピン状曲部のところだけである。そこでは，直接に基底礫岩が結晶片岩を覆っている（KL-38）。カラアン川の落合の東にあたり，本流の最初のヘアーピンカーブをさかのぼつた地点（RK-23）で，基底部に近いと思われる露頭があるが，ここでは基底礫岩が，角閃岩（RK-9）の上に重なると見られる。どちらの地点でも，大量の結晶片岩の亜角礫が主体で，閃緑岩などの円礫を混じ，かんらん岩とその細粒物質，ならびに緑色結晶片岩の細粒物質などのために，基質は緑色を呈している。カラアン川台流点のリアムを作る礫岩（RK-8）も基底に近いところのものである。

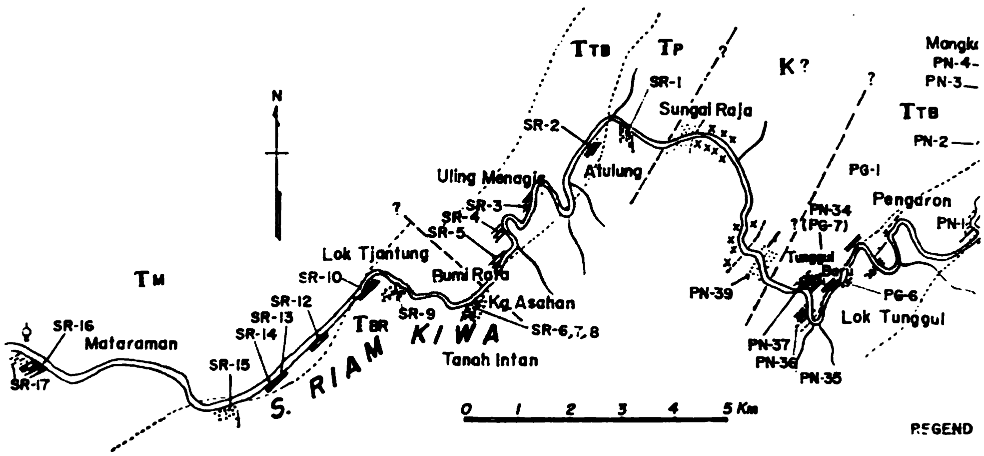



第2図　パマリ川およびハティティ川沿いのルートマップ
M：マヌングル層，P：パニウンガン層（実線（B）は Koolhoven, 1935による境界，鎖線（A）は筆者らによる境界）Cg：礫岩，Ss：砂岩，Md：泥岩，Pt：玢岩，F：化石産地，f：断層

その下流で，これと相対する向斜の西翼をつくる部分の緑色礫岩の中に，*Nerinea* の密集からなる厚さ 40～50cm に達する石灰岩レンズが挟まれている（RK-7）。これが恐らく KOOLHOVEN（1935）の記す MUSPER により鑑定された *Nerinea*（*Ptygmatis*）cf. *requeiniana* の産地――マヌングルの下流――と記したものに相当するものと思われる。しかし，われわれの採集品では，頂角の広いものと狭いものが見受けられ，縦断面を見ると，いずれの型も軸の褶が二つで，上部の褶は下部にくらべ多少劣るが，いずれも顕著である。外唇，内唇の褶はいずれも顕著ではあるが，少しもくびれを持たない。したがつて，*Ptygmatis* にはならないであろう。外形的にも，体螺層の下段に角張つたところがなく，むしろ丸味をもつているので，*requeiniana* とは明らかに異なる。

この石灰岩レンズの直上の細礫岩の中にはいろいろな貝化石が産する。その中に *Antiquilima* と思われる，大型の *Lima* の仲間が見つかつた。これは欧州や北米では下部ジュラ紀特有の属とされるが，日本ではジュラ紀上部や下部白亜紀上部からも発見されている。

b．カラアン層主部　この地層は前述の不整合面から始まる礫岩や砂岩からなる地層の上に重なる。下部は多少緑色を帯びた暗灰色のシルト岩で，化石を散含している（KL-34）。上部は多少砂がちになり，巻貝や二枚貝を含む（KL-4）。前者の化石は，わりあい保存が良いが，後者では，貝殻が完全に溶け去つている。前者から，*Inoceramus* や菊石がえられた。松本達郎教授によれば，*Inoceramus* は肋の様子からみ




第３図　リアム　キワ川沿いのルートマップ
$K_{BR}$：ブントット　リアム層，$K_{RAL}$：ランタウ　リンギタン層，$K_{RIL}$：リアム　リンギタン層，$K_A$：アティイン層，K：白亜系，$T_{KK}$：クンパンクニン層，$T_P$：ペンガロン層，$T_{TB}$：トウングルバル層，$T_{BR}$：ブミラタ層，$T_M$：マタラマン層

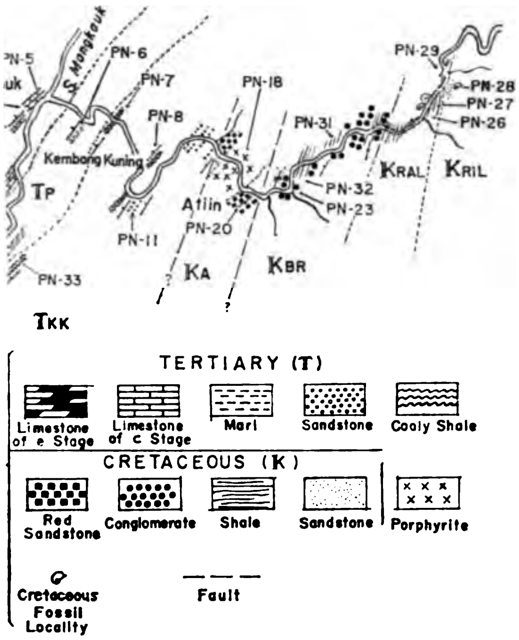
て，チューロン世型のものである。菊石のほうは，*Reesidites* の幼貝らしい。マヌングル部落の西の川の中(RK-11)の小型の二枚貝を含む暗灰色の泥岩層は，パマリ川において，パニウンガン層と KOOLHOVEN (1935) がみなしたと思われる小型二枚貝を含む黒色泥岩 (PL-7) に非常に良く似ている。リアム　カナン川本流の，ブングライ部落の少し上流の左岸には，次に記す紫蘇色凝灰岩を挟む砂岩層の上に衝上している暗灰色泥岩層がある(RK-49)。この泥岩はこれから上流ではしばらくの間露出し，パマリ川の川口に近い RK-56 では *Inoceramus* が密集している厚さ15cm 程の層が，10cm 程の間隔をおいて２枚見られる。この化石層には，大型のウニも沢山入つている。松本達郎教授の鑑定では，*Inoceramus teraokai* か *I. latas* であり，いずれにしても，中～後期チューロン世を指示する。

先に記したように，KROL(1920)がリアム　カナン川上流で，*Acanthoceras* に似たアンモナイトを得たのは，彼の地質図から判断して，われわれのいうカラアン層の砂岩である可能性が強い。

2)　ベヌアリアム (Benuariam)層

模式地はタパタン川中流下部のベヌアリアム付近とする。タパタン川では，上位のタパタン層との重なりは観察できるが，下底は明らかでない。カラアン　バルからカラアンに行く小径に沿つて，本層のものと思われる玢岩質の集塊岩がみられるが，小径のすぐ下を流れるカラアン川には，カラアン層の砂岩，礫岩が露出する。しかし，それらが接しているところは見られない。

本層の岩相は玢岩の熔岩，同質集塊岩，凝灰岩，ならびに玢岩，礫をもつ，一種の volglomerate (火山礫岩) もある。礫の中には，*Orbitolina* や六射珊瑚などを含む石灰岩が見つかる。カラアンからカラアン川を遡行し，結晶片岩の分布地域を越すと，マンディモロ川の川口付近に，玢岩質の礫岩があり，*Orbitolina* 石灰岩礫も見られる (KL-32)。これもベヌアリアム層の一部と考える。KOOLHOVEN (1935) の地質図では，マンディモロ川には，この礫岩層の上位ならびに下位の地岩が露出するように表現されている。しかし，今回の調査では，この川のかなり上流まで，同じような礫岩層が分布しており，その上位や下位の地層は認められなかつた。




ブングライ (Bunglai) 層

マヌングル部落付近には紫蘇色の凝灰岩を挟む赤色砂岩が，ほぼ南北の走向で，直立しているのが見られる。同様の地層がほぼこれの延長上にあたるブングラィ部落付近にも分布する。部落の東端近くの右岸で，カラアン層の泥岩が低角断層で，赤色砂岩に衝上しているのが見られる(RK-49)。この赤色砂岩は短冊型の分布をしており，南方カラアン川の方に近よると，楔状に消失する。このブロック内の構造は，恐らく東への急傾斜とみなされる。その東側には，白亜系のつくる大きな向斜(あるいは複向斜)があり，西側にはカラアン層の基底礫岩層からなる緩傾斜の向斜がある。この短冊形ブロックに発達するような岩相は，ベヌアリアム層分布地域には見当らない。この地層とカラアン層との関係は直接見られないが，ランタウラヨン泥岩の向斜の西北翼部を構成するタバタン層の下に入るような形をとつており，噴出岩相であることから，ベヌアリアム層の層準と見なしうる。もしマヌングル層 (KOOLHOVEN, 1935)の模式地が，マヌングル部落付近であるならば，筆者らのタバタン層の中部より上の層準の礫岩層と，赤紫色凝灰岩を挟む砂岩からなるブングライ層とが，マヌングル層の模式的岩相と考えられていたことになる。

3) タバタン (Tabatan)層

模式的な露出はタバタン川下流部に見られる。下底はベヌアリアム部落の下流に，また上限はリアムカナン川本流のランタウラヨン部落とタバタン川落合との中間に露出する。地層は大きく上下に分けられ，下部は厚い砂岩と礫層の不規則な互層である。上部は礫岩を主とし，砂岩の薄いはさみが所々に発達している。最上部には帯緑色の砂岩層がかなり厚く発達する。礫層の基質は粗粒砂岩で，凝固があまり進んでおらず，礫が容易にとりだせる。礫は円磨度の高いものが多く，礫種には玢岩質凝灰岩，玢岩が圧倒的に多い。その他赤色チャート，石灰岩が認められる。石灰岩には，*Orbitolina* を含むものがある(RK-35)。

4) ランタウラヨン(Rantaulajung)層

最下部の地層は炭質物を含む黒色泥岩で，紙状に薄くはがれる。この泥岩には無数の Estheriids が含まれる。この化石はインドネシアでは初めて見つかつたものである。小林貞一名誉教授の調べたところでは，*Pseudocyclograpta hashimotoi* KOBAYASHI, n. sp., *Lioestheria* sp. とほかに鑑定不能の2種があるという。*Pseudocyclograpta* は，中華民国東北地区黒竜江省嫩江の白亜系から記載されたものである。Estheriids は不思議なことに，まだ第三紀の地層からは知られていない。現在はドナウ (Donau) 河中流のヨーロッパ大陸内陸部に良く繁殖しているように，地質時代においても内陸盆地の地層に伴つている。したがつて，ランタウラヨン層は現在のところ，中生代のものとみなしておくが，その堆積時には，ムラトス山脈の南部は，内陸盆地的環境にあつたという新しい事実が得られたわけである。この泥岩層が第三紀のものでないとすると，セノン世の可能性が強くなり，嫩江層に対比されることになる。しかし，本層分布地域からポバリス山地の西方わずか30～40km のところに，浅海成セノン統の存在が，MARTIN (1889 a) により指摘されている，この時代鑑定が正しければ，セノン世にはランタウラヨン層で代表され

る内陸の湖沼堆積物と，マルタプラ白亜系で代表される浅海成堆積物がかなり接近して分布していたことになる。

筆者らがバトティリスの東のセノン統といわれていた地層から得た貝化石は残念ながら非常に保存が悪く，その多くの標本は輸送の途中で壊われてしまい，的確な時代判定をなし得ていない。しかし，筆者らのリアム キワ川の観察と，新しく発見した化石ならびに KOOLHOVEN の記載や KROL の記述から見ても，浅海成セノン統とみなされたものは，チューロン世まで下り得る可能性が少なくない。また，MARTIN (1889 a) の記載したセノン世ルディステス類について，すでに UMBGROVE (1938) がセノマン世のものと考えていることも考慮すると，MARTIN (1889 a, b) の取扱つた化石の再検討が必要とされるであろう。

**B. バトティリス方面の白亜系**

バトティリス付近はボバリス山地とその西の古第三系の基底部がつくる稜線との間に発達する低い丘陵地帯で，特にバトティリス ブッサール川から南は，礫層を頂く平坦な地形で，その中にあるなだらかな低地に多少の田が開けているほかは，一面にアラン アラン草が生い茂げり，森林はボバリス山地とその麓ならびに古第三系の稜線の一部に限られている。

KOOLHOVEN (1935) によれば，アワンバンカルの北に当るブッサール Besar 川（土地の人はバトティリス ブッサール川と呼ぶ）とパンガリンガン (Pangaringan) 川は HOOZE (1893) の採集した化石産地のうちでも著名のところのようである。しかし，もつて行つた種々の地形図ならびに地質図に現わされている川の流路と名前とが各々食い違つていたり，現地人による呼び方とも違つていた。たとえば，ブッサール川の一支流として地図に示されているケンチョール川は，実はブッサール川の本流であつて，ケンチョール (Kentjur) 川はパンガリンガン川の支流であることが現地人の案内でわかつた。KROL (1920) のケンチョール川には多くの化石産地が記されている。しかし，筆者らはそこに分布する堅くて緻密な黒緑色頁岩からは放散虫以外何も得ることができなかつた。この岩相はリアム カナン川の支流であるパマリ川中流の PL-7 の下部の厚い泥岩層に一番よく似ている。この地層の上には火山岩の礫を多く含む礫岩層が重なり，下位には基底礫岩層があつて，かんらん岩の上に不整合に重なる。この不整合面から距離にして15m程のところに *Turritella* と思われる，粗い肋をもつ太くて丈の高い巻貝が密集する。多少の二枚貝も伴うが，殻が全部溶け去つてあり，しかも母岩の風化も極めてひどく，今のところ鑑定できるものはまだ一つも得られていない。

とにかく，知られた限りの層序では，リアム カナン川のカラアン層とベヌアリアム層に比較されるような岩相層序で，基底礫岩中に化石をもつ点もよく似ている。これらは BURGGEN により，一部チューロン世のものもあるが全体としてはセノン世の地層であろうとみなされている。

**C. リアム キワ川沿いの地質**

この地域の第三系は VERBEEK (1871) により，マルタプラ第三系と命名された。しかし，HOOZE (1893) の地質調査の際得られた化石を MARTIN (1889 a, b) が研究し，VERBEEK (1871) が中新統（?）とした地層の大部分が実は白亜紀層であることを明らかにした。その化石は先に記した，バトティリスから北の各地から発見されたものであり，それら化石産地を含み，VERBEEK の $\alpha$ 層の下位に不整合につらなる地層がマルタプラ白亜系と呼ばれるようになつた。

筆者らはマルタプラ白亜系とリアム カナン地域に分布する白亜系との層序関係を知ることと，第三系の再検討を目的として，リアム キワ川沿いの調査を行つた。ペンガロン (Pengaron) を出発して途中河原に野宿しながら，リアム リンギタン (Riam Lingitan) まで独木舟でさかのぼつた。ペンガロンから下流はスンガイ ラヤ (Sungai Raja) をへてマタラマン (Mataraman) まで，日をかえて調査した。

〔a〕 マルタプラ白亜系

白亜系については，ペンガロンから数時間漕ぎ上つたアティイン (Atiin) から上流に主として見出された。ほかにはペンガロンとスンガイ ラヤの間に玢岩を主とする地層が古くから白亜系とされていた。

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| マルタプラ第三系 | 中新世 | e | | マタラマン (Mataraman) 層 |
| | | | | ブミラタ (Bumi Rata) 層 |
| | 漸新世 | c | | トゥングルバル (Tunggul Baru) 層 |
| | 始新世 | b | | ペンガロン (Pengaron) 層 |
| | | a | | クンバン　クニン (Kembang Kuning) 層 |
| マルタプラ白亜系 | チューロン世 | | 玢岩 | アティイン (Atiin) 層 |
| | | | | ——断層—— |
| | | | | リアム　リンギタン (Riam Lingitan) 層 |
| | | | | ランタウ　リンギタン (Rantau Lingitan) 層 |
| | | | | ブントットリアム (Buntutriam) 層 |

筆者らの予察結果を層序表としてまとめると上表のようになる。

筆者らの見たところでは，従来の記載，あるいは地質図で示されているような簡単な地質構造ではなく，またボバリス山地の東側の地域の地質ともかなり異なり，火成活動の時期においてもリアム　カナン川付近のマヌングル層群の層序に見られたものと必ずしも一致していないかのようである。観察された地層の一番古いものから順に記す(第3図参照)。

1)　ブントットリアム (Buntutriam) 層　　ブントットリアム部落北端のリアム　ブントット付近の玢岩礫からなる礫岩層を模式とする。本層の下部は明灰色の中粒砂岩層で，その中には漣痕がみられる。それより下位は後に記すアティイン層と断層で接しているため不明である。上部には玢岩礫からなる礫岩や玢岩質凝灰角礫岩が重なり，さらにその上部では葉理の発達した暗灰色砂岩や泥岩をはさむようになる。そして，リアム　イナワン (Riam Inavan) およびリアム　ルミアン (Riam Lumian) で瀬を作る礫岩層が最上部にくる。

模式地の礫岩は円礫あるいは亜円礫で，礫径はコブル大のものが圧倒的に多い。全体として，マヌングル層群のタバタン層に似ているが，本層には砂岩の挾みがほとんどみられず，また礫径，礫種もやや異なる。タバタン層はベヌアリアム層で示される火成活動の後に堆積した陸成層である可能性が多く，しかもその上位には大陸内の沼沢地環境を示す Estheriids を含む地層が重なることから，上位に海成の上部チューロン統が重なる本層とは層位的に比較出来ないし，ベヌアリアム層の火成活動期と同一期のものとも考えられない。

2)　ランタウ　リンギタン (Rantau Lingitan) 層　　ブントットリアム層に整合に重なる。黒灰色の板状泥岩層から成るが，上部はかなりシルト質で砂岩の挾みも多くみられる。砂岩には二枚貝の化石が多く含まれる。ブッサール (Besar) 川の落合から上流では，数個所から化石が得られた (PN-25, 26, 27, 28)。そのうち PN-26からは菊石を得た。松本達郎教授の鑑定で，これは *Subprionocyclus neptuni* (GEINITZ) の幼貝とわかつた。この種は上部チューロン世の示準化石とされている。二枚貝についてはまだ鑑定にかかつていない。

3)　リアム　リンギタン (Riam-Lingitan) 層　　この地層は筆者らが調査できた最上流の地点にあたるリアム　リンギタンの急カーブのところにだけ露出し，ランタウ　リンギタン層に整合に重なる。葉理の発達した青灰色の中粒砂岩からなり，貝化石をかなり多く含む。これらはランタウ　リンギタン層の一部層とされるべきものかもしれないが，岩相が急に変わることから一応区別しておく。本層の貝化石の鑑

リアム　カナン，リアム　キワ両地域白亜系対比表

| リアムキワ川地域 | リアムカナン川地域 |
| --- | --- |
| | ランタウラヨン層（含 Estheriids） |
| | タバタン層 |
| アティイン層（火山岩相） | ベヌアリアム層（火山岩相） |
| ——断層—— | カラアン層（含上部チューロン世貝化石） |
| リアムリンギタン層 | 〜〜〜〜〜〜 |
| ランタウ　リンギタン層（含上部チューロン世貝化石） | |
| ブントットリアム層（火山岩相） | |
| ——断　層—— | |

定はまだなされていない。

4)　アティイン (Atiin) 層　この地層はアティイン付近に分布する。アティインにおけるリアム　キワ川の曲り角で，ブントットリアム層下部の漣痕のある砂岩層と断層で接するとみられる。そこに想定される断層は，露頭の様子から，僅かに西に偏したほぼ南北性の方向に走り，垂直かそれに近い急傾斜をするものであろう。

本層は大きな玢岩の岩脈に貫かれており，玢岩の東側（上流側）では紫蘇色の凝灰岩に富み，赤色の砂岩や灰白色の砂岩を伴う。また玢岩の露出部より下流では灰白色の砂岩が多い。アティイン層は岩相的にはリアム　カナン流域でのベヌアリアム層の西翼相であるブングライ層によく似ている。

リアム　キワ川沿いに分布する白亜系は，リアム　カナン川でみられる白亜系に較べ，一段と古い感じを受けるのであるが，ランタウ　リンギタン層の化石からみるとカラアン層と時代的な大差はない。

こうした地層とブリンビン (Blinbing) 方面の *Orbitolina* を含む石灰岩をもつセノマン世といわれる地層との関係は，今回の調査では知ることができなかつた。上にリアム　キワ川とリアム　カナン川地域に分布する白亜系の対比表を掲げる。

〔b〕 マルタプラ第三系

古第三系について，大型有孔虫にもとづいて VERBEEK (1971) がたてた層序区分の大綱は HOOZE (1893)，KROL (1920, 1922) と踏襲されてきて，BEMMELEN (1949) も東カリマンタンの層序，階別に有効なものと認めた。しかし，KROL (1925) が *Lepidocyclina* を報じ，VERBEEK の $\gamma$ 層は Tc-d であると BEMMELEN (1949) が記しているように，$\gamma$ 層の分布するペンガロンより南の地域は再検討の必要がある。筆者らの見た限りでは $\gamma$ 階として取扱われていた地層の中には，スンガイ　ラヤの西の平坦部のシンパン　アンパ (Simpang Empat) の南方や更に南下したロク　チャントン (Lok Tjantung)，マタラマン (Mataraman) などにみられるように，明らかにアキテーヌ世の堆積物はあるのだが，KROL (1925) のいう Td 層の存在はまだ確認されていない。

1)　クンバン　クニン (Kenbang Kuning) 層　この地層はペンガロンの北東，クンバンクニン付近の川岸に露出する。やや厚い板状砂岩を主とし，石炭層を挟む。上部は明らかに海成層である。VERBEEK のいう $\alpha$ 階に殆んど一致する。この地層の下部の含炭部は KROL (1925) によれば 175.45m で，上部の海成層は74.65m の厚さである。本層産の植物化石は GEYLER (1879) の研究が，貝化石については BÖTTGER (1877) の研究がある。また *Nummulites* や *Orbitoids* については VERBEEK (1871) の研究がある。筆者らはこの地層からの化石採集は試みていない。

2)　ペンガロン (Pengaron) 層　模式地はペンガロンの街の下の崖とその付近の上流・下流地域の川岸の崖である。青灰色の泥灰岩を主とし，石灰質砂岩，泥岩を含む地層である。VERBEEK (1871) の $\beta$ 階にほぼ一致し，KROL (1925) は本層の厚さを596.10m と測定している。ペンガロンのはずれにあたる

からは大型，小型の有孔虫の個体が容易に取出せる。多いのは *Discocyclina dispansa* (FRITSCH), *D. omphalus* (FRITSCH) "*selliformis*"*, *D. fritschi* (DOUVILLÉ), である，その他 *Nummulites striatus* d'ORBIGNY, *N. pengaronensis* VERBEEK, *N. bagerensis* VERBEEK, *Heterostegina* sp., Milliolids もかなり多い。B.P.M. が Ta-b 層の示準にしていた *Sigmoilina personata* MOHLER (=*Sigmoilina* BP-5) も認められる。

3) トゥングル　バル (Tunggul Baru) 層　　模式地はペンガロンの南のトゥングル　バル部落の水浴場付近である。水浴場の少し上流の左岸には基底の石灰質砂岩層が一見整合にペンガロン層の帯青暗灰色の泥灰岩の上に，多少波打つて横たわつている。その上位に石灰岩層が重なる。この石灰岩はこれから北に続き，ペンガロン入口の小沢の口のところまで，リアム　キワ川の右岸にときどき露出する。さらに，ペンガロンのすぐ西側を通つて，マングカウク (Mangukauk) にまで達するものと思われる。この石灰岩をマングカウク石灰岩部層と名付ける。この石灰岩の上には軟かい泥灰岩が重なり，その中には無数の reticulate *Nummulites* が含まれる (PN-37)。この泥灰岩層は10cm 前後の厚さの，硬い泥灰質石灰岩層を1～2m ごとに挟み，上部では泥灰質部の間隔が狭くなる。泥灰質石灰岩の中にもまた無数の reticulate *Nummulites* が含まれている。

VERBEEK(1871)が *Nummulites subbrongniarti* と名付けた reticulate *Nummulites* はマングカウク，ペンガロン，スンガイ　ラヤ，ロク　チャントン，マルタラガ (Martalaga)，マタラマンの各地の石灰岩に発見されると記されている。筆者らの見た限りでは，こうした著しく大きな微球型はペンガロンに近い石灰岩の一部 (PG-1) とスンガイ　ラヤの南方 (SR-2, SR-3)の他はは見つからなかつた。ロク　チャントンやマタラマンなどでは reticulate *Nummulites* を全てみかけないばかりか，アキテーヌ世を指示する化石がみつかる。

マングカウク石灰岩部層の模式地であるマングカウク部落付近のリアム　キワ川右岸には reticulate *Nummulites* を含むこの石灰岩が緩く西方に傾いて，かなり長く続いて露出している。場所によつては *Nummulites striatus* とか *N. pengaronensis* といつた striate 型が多く，また *Heterostegina* が優勢な部分も少なからずみられる。模式地における地層の時代は Tc である。

4) ブミ　ラタ (Bumi Rata) 層　　スンガイ　ラヤの南，ブミ　ラタ付近が模式地である。砂岩，泥岩，礫岩などから成る。本層の最上部にあたる地層は SR-10に露出する。ここでは薄い2枚の石炭層を挟む赤色泥灰岩の上に石灰岩が重なる。ブミ　ラタ層はこの石灰岩の下に続く堆積岩層をさす。SR-5とSR-6との間に東西方向に近い走向の断層があつて，トゥングル　バル層と境されるものと推察される。本層からは時代を示す化石はまだ得られていないが，これに整合に重なる石灰岩からは化石を産するので，Te の下部を代表するものと考えている，今後なお Td の有無については検討をする必要がある。

5) マタラマン (Mataraman) 層　　マタラマン付近が模式地である，石灰岩から成るが，時に泥岩を挟むことがある。SR-10の上部にみられた石灰岩も本層のものである。この石灰岩はやや泥灰質で，サンゴや貝殻に富むところがある。大型有孔虫は乏しく，*Cyclocrypeus* しかみつかつていない。SR-11, SR-13などでは striate 型 *Nummulites* や *Cyclocrypeus posteidae* TAN と思われるものなどがみつかる。SR-12では *Austrotrillina howchini* (SHRUMBERGER), *Borelis* sp., *Heterostegina* sp., *Operculina* sp. ならびに顕球型の *Cyclocrypeus* が多い。チャベイ (Tjabei) 付近の石灰岩には *Austrotrillina howchini* や *Heterostegina borneensis* VAN DER VLERK が含まれる。SR-16, 17からは *Heterostegina borneensis*, *Eulepidina formosa* (SCHLUMBERGER) や *Austrotrillina howchini* がみつかつている。SR-14 の露頭には始新世下部の砂岩によく似た灰白色石英砂岩がみられる。その層位と地質構造についての考えは保留する。

(1973年12月17日受理)

---

* BEMMELEN (1949, IA, fig. 40)

## References


BEMMELEN, R. W. van (1949) : The geology of Indonesia. IA, 732 p., *Government Printing Office, the Hague*.

Geological Survey of Indonesia (1969) : Geological Map of Southeast Kalimantan (1 : 500,000).

HASHIMOTO, W. and KOIKE, T. (1973) : A geological reconnaissance of the reservoir area of the Riam Kanan Dam, east of Martapura, Kalimantan Selatan, Indonesia. *Geol. Palaeont. Southeast Asia*, XIII, 163-184.

HASHIMOTO, W., KURIHARA, K. and MASUDA, F. (1973) : Relative growth of *Nummulites fichteli* MICHELOTTI and *Nummulites intermedius* d'ARCHIAC from Masukou, Tandjung and Tunggul Baru, Pengaron, Kalimantan Selatan, Indonesia. *Ibid.*, XIII, 73-90.

HASHIMOTO, W. and MATSUMARU, K. (1974) : *Orbitolina* from the Seberuang Cretaceous, Kalimantan Barat (West Kalimantan), Indonesia. *Ibid.* XIV (in preparation).

HINDE, G. J. (1908) : Radiolaria from Triassic and other rocks in the Dutch East Indies.. *Jaarb. Mijnw. Ned. Indie*, 1908, *Wetensch. Ged.*, 692-736.

HOOZE, J. A. (1893) : Topografische beschrijving van een deel van Martapoera. *Jaarb. Mijnw Ned. Oost Indie*, 1893, 1-431.

KOBAYASHI, T. (1973) : On the classification of the Conchostraca and the discovery of Estheriids in the Cretaceous of Borneo. *Geol. Palaeont. Southeast Asia*, XIII, 47-72.

KOOLHOVEN, W. C. B. (1933) : Het primaire diamantvoorkomen in Zuid-Borneo. *De Mijningenieur*, XIV, 138-144.

KOOLHOVEN, W. C. B. (1935) : Het primaire voorkomen van den Zuid-Borneo diamant. *Verh. Geol. Mijnb. Genootschap Ned. en Kol., Geol. Ser.* XI, 189-232.

KROL, L. H. (1920) : Over de geologie van een gedeelte van de Zuider- en Ooster-afdeeling van Borneo. *Jaarb. Mijnw. Ned. Indie*, 1918, *Verh.* I, 367 p.

KROL, L. H. (1925) : Eenige cijfers uit de 3 étages van het Eoceen en uit het Jong Tertiair van Martapoera. *Verh. Geol. Mijnb. Genootschap Ned. en Kol. Geol. Ser.* VIII, 343-356.

MARTIN, K. (1899 a) : Ueber das Vorkommen einer Rudistenführenden Kreideformation im südöstlichen Borneo. *Samml. Geol. Reichs-Mus. Leiden, Ser.* I IV, 117-125.

MARTIN, K. (1899 b) : Die Fauna der Kreideformation von Martapoera. *Ibid., Ser.* I V, 126-197.

MARTIN, K. (1899 c) : Untersuchungen ueber den Bau von *Orbitolina* (*Patellina* aucht.) von Borneo. *Ibid.*, 209-231.

MOLENGRAAFF, G. A. F. (1900) : Geologische verkenningstochten in Centraal Borneo. *Amsterdam.*

RUTTEN, L. M. R. (1926) : Over het voorkomen der Danauformatie in Martapoera (Zuidoost Borneo). *Versl. Kon. Ned. Akad. Wetensch. Amsterdam, Afd. Naturkunde*, 1926, 31 p.

RUTTEN, L. M. R. (1927) : Voordrachten over de geologie van Nederlandsch Oost Indie. *Wolters U. M., Groningen der Haag.* 839 p.

UMBGROVE, J. H. F. (1938) : Geological history of the East Indies. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, XXII (1) 1-70.

VERBEEK, R. D. M. (1871) : Die nummuliten des Borneo Kalksteines. *Neues Jahrb. Min., Geol. Petrol.*, 1871.

VERBEEK, R. D. M. (1874) : De nummuliten uit den eocenen kalksteen van Borneo. *Jaarb. Mijnw. Ned. Indie, Verh.*, 1874, II, 133-161.

VERBEEK, R. D M. (1875) : Geologische beschrijving der districten Riam-Kiwa en -Kanan in de Zuider- en Ooster-afdeeling van Borneo. *Jaarb. Mijnw. Ned. Indie, Verh.* ,1875, 3-130.

ZEIJLMANS van EMMICHOVEN, C. P. A. (1939) : De geologie van het centrale en oostelijke deel van de Westlerafdeeling van Borneo. *Jaarb. Mijnw. Ned. Indie, Verh.*, 68, 1939, 7-186.

地学雑誌 83, 1 (1974)

# 「地域のシステム」に関する諸外国の研究—その展望 (1)

野 間 三 郎*・門 村 浩*・中 村 和 郎*
野 沢 秀 樹**・堀 信 行*

## "A System of Regions": A Review

Saburo NOMA, Hiroshi KADOMURA, Kazuo NAKAMURA,
Hideki NOZAWA, Nobuyuki HORI

## 目 次



## まえがき

地表を区分し，地理的空間を分類しようとする考えは，18世紀以来のものだと言ってもよい。LINNÉ は遠方から地理学に大きく影響している。18世紀ドイツの「純粋地理学」の動きに溯ることも出来るし，HUMBOLDT, RITTER 以来のものだとしてもよい。しかし地理学史を古く溯る必要はない。

HERBERTSON (1905) のように大地域に区分する一連の試みと，最小単位から積上げようとするドイツの自然空間 (1953—) に結実しつつある試みとの，二つの方向がある。一方を「上からの」，他方を「下からの」考え方とすると，この二つは互に他を俟ち，相結ぶべき問題をもっている。

HERBERTSON 等の大地域区分は，やがてイギリスに属的地域 generic region と種的地域 specific region という考え方を発足せしめる。

これはアメリカに入つて，地域について，それが概念であつて実体ではないという考え方の追求を強める。ドイツの Landschaft やフランスの

* 東京都立大学理学部地理学教室 Tokyo Metropolitan University
** 九州大学文学部史学研究室 The University of Kyushu

région のように実在だとは考えないのである。アメリカ，イギリスでは1930年代の空中写真の導入から，地域の区分や組織について新しい方法を展開させることになつた。数量的取扱いの方法と結びつくものである。この流れはソ連にもドイツにも日本にも強く波及している。

もともとドイツでは，Landschaft を地理学の中心問題として，それのリンネ的分類学 Systematikの追求が早くから続けられてきた。RITTER において「個体」と考えられた地表の単位を取出す Gliederung（分節・区分）の問題で，これは地域の「最小単位」を求める運動を生み出すことになつた。Landschaftsgliederung の問題である。Landschaft はわが国では「景観論」という形で知られている。これは「景観」という名によつて何を考えるべきかについて，1920年代に様々の議論が出た当時の移入である。今日ドイツでは「景観」を地理学の中心的研究対象だと一致して考えられているし，この「景観」は少しちがつた意味と内容をもつてはいるが，各国の地理学研究において，region（英・米・他）や paysage(仏)とよばれているものと，その中心点において一致している。日本で，われわれが「地域」と呼んでいるものの実質的な部分がそれである。

これら諸国における地理学研究において，地域を区分する問題や，地域を構成する単位の分類は，古くからある問題ではあるが，第2次大戦後にいちじるしく重要視されるに至り，さまざまな角度から，多くの人々によつて追求されるようになつた。様々な方法や概念の氾濫はこれらを国際的に統一する必要を痛切に感じさせるに至っている。

このような情勢は，第2次大戦後に見られる科学思想の急激な変化と，空中写真などの技術の開発に伴う観察法の変化などに促進されたものと言うことができる。

地形分類・土壌分類などという問題，サイトとかフリーゼとかエコトープなどという文字や概念が重要な意味をもつようになつてきたわけである。これらはまた近時の環境研究の基礎として大きな問題につながつてくる。

以上のような問題は，regional system とか，regionalization とか，Landschaftsgliederung とか，zoning とか rayonierung とか，各国で様様に表現されている。地理学を古来の記述的学問であるという考えに懲りないで数学の正確さと予測の能力をもたせ，プラニングの上でも大いに有効でありたいという考えがこれに結びつく。

「上からの」と「下からの」という二つの方向は観察のスケールの問題，いわゆるマクロとミクロの問題から，観察の性質の問題となつてトポグラフィーとコログラフィーを区別するに至り，地理学の体系 system of geography の問題となり，統一地理学の追求に波及してくる。

以上のように多岐多端な問題を含んでいるから，この展望は一人の手に余るだけでなしに，数人の力によつても今ここに一挙に展望し終えるわけには行かない。今回は諸国におけるこの問題の展開から展望の荒筋をつけようということにした。

なお本論文のまえがきは野間三郎，Iは堀　信行，IIは中村和郎，IIIは野沢秀樹，IVは野間三郎，Vは門村　浩，あとがきは中村和郎がそれぞれ草稿を分担執筆した。

## I　イギリスにおける「地域のシステム」の探究

### 1．「地域のシステム」研究の背景—DARWIN と地理学—

近代地理学の成立以来，地理学者の追求してきた中心課題の一つに空間の中にいかなる秩序を見い出すかという問題があつた。1859年「種の起源」を発表した DARWIN の進化論が諸科学に与えた影響はまことに大きなものであつた。地理学においてもその影響はけつして例外ではなく，とくにイギリスの地理学研究の流れを眺める際には無視できない。いやむしろ今日積極的に DARWIN を評価しなければならぬ情況にあるともいえる。

STODDART (1966) はこの事情を的確に指摘している。すなわち DARWIN が地理学に与えた影響とその問題点の第一は，時間とともに発展するという考え方であり，第二は生物とその環境 habitat 間の密接な関係についての説明は，生物

学における生気説衰退後も長く地理学の中に保持されて地域国家の有機的解釈を促進させた。第三は淘汰 selection と闘争 struggle の考えはとくに人文および政治地理学の中で徹底的に活用された。第四は初期条件の randomness という重要な性質が地理学者達には無視され続けた。もっともこれは DARWIN 自身の説明の曖昧さにも関係している。第五は DARWIN の学説は19世紀の世界観をあまりにも大きく変化させた。このため地理学を科学として発展さす動機を与え，かつそれを可能にさせた。以上の STODDART の総括的な地理学に対する DARWIN の影響を考慮しつつ，DARWIN の空間に対する記載に注目して考察してみると次のようなことが言えるのではなかろうか。

DARWIN は種がいかに分化し，新しい種を形成していくかを膨大なデータを示しながら説明した。彼の説明はすぐれて地理学的であり，ここに問題とするシステム的発想をみるのである。種が属に，属が科へと動植物界の「自然の序列 scale of nature」を系統的に認識する自然分類を強調し，その基本的手続きを示そうとした。彼は空間を示す用語として，spot, tract, region, country, land, district, area, territory, zone, などを用い大小の空間を多少意識して使いわけている。ただ以上の用語が多分に面積的な広がりのみを表現するのに対し，「種の起源」の論者の展開にもっとも重要な概念として "place" という言葉を使っている。これは場席（堀，1959），場所（八杉，1963），地位（渋谷，1969）などとさまざまのニュアンスをもつて邦訳されている。"place" を単に空虚な空間としての場所ではなく，気候，土地条件などが考慮され，これらを動植物との「複雑な関係の網 a web of complex relation」によつて結びつけられて互いに機能しあつている空間として DARWIN は考えている。DARWIN はこの機能を自然の社会組織 natural policy, あるいは自然の組成 economy of nature と呼んだ。後にこれを研究する学として HAECKEL (1869) により「生態学 ecology」という用語が与えられた。place は種の分化の過程に対応するものであり，種が分化し自然の序列すなわち生物界のヒエラルキーを構成していくことは，すなわち種を維持している place も同様の過程をもつと考えられる。

地理学は DARWIN の中から何を学びとつたのであろうか。確かに全体的には STODDART の要約したことにつきようが，筆者なりに表現すれば place の機能する面を生態学がより発展させたとすれば，地理学は place の機能する面とともに種の分化に対応する place の分化の両方を切り離すことなく地理学における地域のシステムという概念の中に盛り込んできたといえよう。こう考えるととくに DARWIN 以来イギリスの重要な地理学者達の底流には地域を生態学的に，有機体的にみる発想が自然にあるのがよく理解されるのである。換言すれば機能と構造を有する生物学におけるような種を見出し，それがどのようにより大きな単位へと統合されているかを空間の中に見出そうとする不断の努力であるといえよう。

## 2. 「地域のシステム」研究における分類の基本的問題

さてここで地域のシステム研究の方法論の基本的問題について触れておく必要があると思う。HERBERTSON や UNSTEAD をはじめ何人かの先達が地域のシステムを見出そうとして努力した。今その足跡をたどり問題点をひき出す前に地域のシステムを把握する根本的問題を考えてみなくてはならない。近年この問題に本格的に検討を加え，今後の研究の方向づけを行なつた一人に GRIGG (1965, 1967) がいる。

彼によれば地域のシステムの性質は論理学，生物学，土壌学などの分類の性質に非常に類似しているという。広義の分類は狭義の分類 classification（以下とくに断わらない場合は狭義の分類を意味する。）と区分 division という二つの内容を含み，両者は互いに反対方向の論理的操作である。後者の区分は概念の外延にかかわり，前者の分類は概念の内延にかかわる論理的操作である。

広義の分類とは対象 object が本質的，持続的にもつている固有性 property を基本にして対象をクラスにまとめることをいう。クラスにまとめられた対象を個体 individuals といい，個体の全集合をユニバース universe または個体群 popu-

lation という。さて狭義の分類の論理的手続きの第一段階はまずこの分類指標を選択し，ユニバースを構成している全ての個体をクラスにグルーピングすることからはじまる。こうして得られた最初のクラスのセットをカテゴリー category と呼ぶ。さらにカテゴリーのクラスは第二の分類指標によりグルーピングされ第二段階のカテゴリーを構成する。この操作はこれらのクラスの全てが，クラスの全クラス内に包含されるまで続けられる。こうしてクラスのセット（カテゴリー）が順次オーダーを形成する。すなわちクラスの階層性が構成される。従つてこれは概念の外延方向，下位から上位へと順次反復される論理的操作といえる。

一方区分の論理的操作は最初のクラスをユニバース（類）としてとらえ，区分原理に基き下位のクラスへと順次反復することである。そして最下位の種 species に到達する過程である。従つてこれは概念の内延方向，上位から下位へと反復される論理的操作である。GRIGG はさらに地域のシステムに有効な10の分類および区分の原理を列挙している。

すなわち，1．分類は一つの特殊な目的に対して行なわれるべきである。2．対象はそれぞれに異なつている。異なつた対象を同じ分類システムの中にくり込むのは容易なことではない。3．分類は絶対的なものではない。諸対象についてより多くの知見が得られたらまたその分類を変えるべきである。4．そんな対象の分類もそれらのどの対象も保有している特性 characteristics に基いて行なうべきである。5．論理学的に区分は徹底して行なわれるべきである。6．区分と分類では，種（クラス）は互いに排他的でなければならない。7．区分はどの段階でもあたうる限り一貫して一つの区分原理を優先させて行なうべきである。8．分類指標あるいは区分原理は（広義の）分類の目的にとつて重要なものでなければならない。9．区分あるいはより上位のカテゴリーに分類しようとする固有性はより下位のカテゴリーに用いられる固有性よりも自分の目的には重要なものでなければならない。10．一つの分類指標または区分原理を用いるとクラスの階層性が形成される。

地域のシステムの把握には上述のような操作の基本的問題がある。かかる諸点を厳意して分類または区分された実例は地理学は少ない。その点土壌学，植物学などではでいる。GRIGG (1969) は農業地域区分を かような論理的手続きを厳密に行なうには的，発生論的にモデルをつくり，検証，修なうアプローチしかないようだと結んでいまでの地理学がおろそかにしてきた地域の学」の確立にわれわれはいつも上述の諸事意しなければならない。以下20世紀前半に地域のシステムに努めた HERBERTSON とSTEAD をとりあげ両者の発想の 類似性，などを述べたい。

### 3. HERBERTSON の自然地域 natural 

自然地域 natural region は HERBER (1905, 1913) によつて提唱された。彼のは生物学における自然分類と類種概念がやていたことがうかがい知れる。彼はいう，われは陸の大生物 terrestrial macroorgan でもいえる自然地域を，生物の器官，組織に解剖し得ないものかもしれぬが，この考有益なヒントが見つけだせる」と (1905, p. あるいは「生物学的な種や属と全く同等でも知れぬが，これらの存在を記憶にとどめことは有益である。そしてこの考えから異ーダーの地理学的区分という着想がでてくだ」と (1905, p. 301)。

HERBERTSON の自然地域は，生物学に自然分類の「自然」に対応する用語であつして単なる山野の physical な自然ではなかし後に多くの地理学者にこの点は誤解さつた。自然地域の区分にあたつて一つの地の地域から識別するにはいかなる標徴を選きか。そして異なるオーダーの自然地域をして決めるかという二つの問題があつた。

前者の標徴の問題については結局気候，形状 configuration の三つが選ばれた。形の水平的，垂直的広がりと，構造，侵蝕性質，およびそれらの作用してきた時間で

てくる地表形態の二点を考慮されている。最も複雑かつ比較的不安定な人間の諸条件（例えば人口密度）は上述の標徴に包括されるとし自然地域の設定から除外した。UNSTEAD (1965) も指摘するように HERBERTSON は後年には人間活動の標徴を考慮に入れるべく努力した。特に50歳で他界した年に出た論文(1915)ではそれが明瞭である。しかし彼が強調したのは前述の三つ，気候，植生，形状である。区分の手続きとしては地球全体の規模でもつともきいてくる標徴は気候と考え，小地域には形状がもつとも大切な標徴と考えた。なお植生は気候にほぼ対応するとしている。従つて第一段階の区分原理は気温，降水量などの気候であり，それによつて世界を6地域に区分した。第二段階では形状を用いてさらに各々の地域をタイプに区分した。そのようにして区分された各タイプの地域の境界線は漸移地域のほぼ中心線にあたるとした。こうして自然地域は気候，植生，形状が一つの統一体をなして成立し，かつこれらの区分原理に従い論理的操作を順次行なうことによりオーダーは形成されるとした。この点で彼の方法は「区分」による論理的操作に類似し，その意味で分析的方法といえる。なお一方で分類的発想で彼は別に自然地域のオーダーについて，下位から locality, district, region, group of region (country), major natural region (continent) の5つが考えられることを述べ (HERBERTSON, 1913) これらの地域それぞれは生物の諸器官のようなもので，それ自身の形態と機能を有すると述べている。しかし各オーダーの地域をいかなる分類指標を選んで順次論理的操作を行なうのか，また器官の形態，機能に対応する自然地域のそれらについて深く言及せず不明瞭のままにした。だが確かに HERBERTSON は生物のアナロジーにおいて自然地域で追求してやまなかつたが，生物と地理学的空間とは同質のものではなく，それぞれはそれ自身の研究によつて明らかにされていくべきだという主旨の言葉 (1913) には，1950年ごろまでかえりみられることなく地域のシステムが考えられていつた。

#### 4. UNSTEAD の geographical region

HERBERTSON の自然地域区分図は1905年，1910年，1911年，1913年と4回書き直された。1910年のものは UNSTEAD 自身 HERBERTSON の手伝いをして自然地域区分の設定に努力している (UNSTEAD, 1916)。境界線を入れようとするとすぐ問題が起る。いつたいどの点が同じで，どの点が異つているのか？ HERBERTSON のいう自然地域の設定は結局のところ physical な意味での自然のみから決められている。それ故例えばインドおよびインドシナとオーストラリアの北部が一まとめにされている。自然環境はたとえ同じでも，人文地理的にはきわだつて対照的な地域ではないか。地形，構造，気温，降水量，自然植生などそれぞれの地図をただつきあわせるのではなく，それらが作用しあつて結合した結果，すなわち自然と人間の諸条件の複合体を使つて顕著な指標をとりだしてこそ，有機的に統一された地域を見い出せる。彼は physical な要因が結合した「自然」地域ではなく，さらに完全に人間諸活動の要因も加味した同質性の高い総合的な地域として geographical region という用語を提案した。この地域を認識する方法論は HERBERTSON のそれのように分析的方法 analytic method ではなく，総合的方法 synthetic method であらねばならない。換言すれば世界を「区分」していくのではなく，小地域から大地域へとまとめていく「分類」の方法をとることである。小地域の地域なら自然，人文にわたり詳細な検討ができる。以上のことを HERBERTSON が他界した翌年の1916年の論文で発表した。そして17年後彼は地域のシステムとして下位から上位5つのオーダー stow, tract, sub-region, minor-region, major-region, を提唱した。そして最小単位，地域の個体にあたるものを feature と呼んだ。それぞれのオーダーの重要な指標は次のものによつている。stow は起伏，土壌，基盤岩，排水条件，植物群集，および人為的改変など。tract は起伏，構造，土壌，およびその組合せ。sub-region は顕著な起伏や地質構造，土壌条件およびこれに関係する気候条件。minor-region は地殻運動，気候および土壌条件，植物群系。major region は単に気候地域に左右される。また分類された各オーダーの地域

には各種のタイプが識別される。設定された各オーダーの地域はさらに起伏，地質構造，気候，人間活動，すなわち地域の体質および諸要因すべてが生物同様の複雑な内的作用（機能）について検討し，次いで地域が互いに影響しあつている外的諸関係を追求されるべきである。そして自然的条件あるいは人為的条件により地域が緩慢にまたは急速に進化していく様子を知つていくのだとする。イベリア半島の研究（UNSTEAD, 1926）の中でこの点についてさらに言及している。「地域を生物とするアナロジーはもつとおしすすめて考えられよう。geographical region の存在の連続性は生物の生殖質の連続性に比較され，地域の進化が示されるのは個体レベルでなく，種のレベルであろう」と。

UNSTEAD の地域のシステムの特質は HERBERTSON の区分とは反対方向の分類の論理から成立している点にある。しかしいずれの論理的操作を用いようと両者とも根強く有機体とのアナロジーを発想の基礎にしている。そして生物学における自然分類学確立への努力同様に地域は全て一つの自然分類体系にくりこめるという「信念」に近いものを抱きつづけていた。UNSTEAD の geographical region は HERBERTSON の自然地域の区分原理として無視した人間活動の要因も加味して分類指標を選ぼうとした。そのことによつてより高次元の統一性をます地域を認識できると考えた。しかしその彼も結局のところ自然条件を優先した。このことは彼らが自然環境と人間活動とが対応して空間的に変異するが後者は前者に第一義的に依存していると仮定していたからである（GRIGG, 1965, p. 210）。以上のような歴史的背景をもとに UNSTEAD らを中心とするイギリス地理学協会委員会（Committee of the Geographical Association）が1937年に region を generic region（属的地域）と specific region（種的地域）の二つに分けたのである。

## 5. その他の「地域のシステム」の試み

地域の有機的統一体としての複合性を意識し，そのすべてを包括する自然分類の試みは前述の両者が代表的なものであり，ごく最近では COMMON (1971) の Ireland での研究で散見する程度でこれといつた具体例はない。このような地域の見方は人間に対する環境効果の問題を環境的影響，淘汰，適応というむずかしいところへと発展させた。かかる研究の主たる関心事は DARWIN 以後，環境効果の因果関係の過程の解明にむけられた（STODDART, 1966, p. 61）。この観点から FLEURE (1919) は human region を提唱し，7つのタイプに分けた。これは区分的発想だがオーダーを構成してない。彼は気候を中心とする自然的標徴と人間活動の標徴を組合せた。このようにしてみてくると HERBERTSON 以来1930年代ごろまでの地域のシステムは均質地域 uniform region の認定にあつたといえる。しかし HARTSHORNE (1939) は地域を有機体であると同時に統一的複合体として規定することは誤りであると主張し急速に上述の考えは衰退した。とくにアメリカでは1950年代ごろには殆んどの地理学者がこの考えを否定していた（例えば WHITTLESEY, 1954）。だがイギリスにおいては SWINNERTON (1938) や STEVENS (1939) らによつて1950年代まで根強く残つていた。

## 6. 特殊な対象に考えられた「地域のシステム」

今まで述べてきた地域のシステムは空間を充填しているさまざまの要素を全て統一的に把握し，地域を見い出そうとする努力であつた。しかし一方で個々の対象に沿つた地域のシステムが考えられるようになつた。地形学の分野では古くはアメリカの FENNEMAN (1916) があげられる。FENNEMAN はアメリカ大陸を区分することは地形地質の成立単位の認識の外に人間活動にも関与する諸問題を考える上での基礎として必要だと述べ，この両方に関係する標徴として地形と土壌を選び，発達史的観点からそれらの同質性と統一性を区分原理とした。そして上位から下位へ4つのオーダー，すなわち major division, province, section, district を設定した。イギリスでは後年 LINTON (1948, 1951) がイギリスおよびヨーロッパ大陸を対象に地形分類を行つた。彼は FENNEMAN のシステムでこの地域を分類しようとすると地形の規模がアメリカ大陸より小さくてうまく

いかないことを問題にした。そこで最小単位 unit を設定しそれをグルーピングして大きな単位を形成するよう考えた。つまり分類の論理的操作である。彼は地域のアナロジーとして HERBERTSON 以来の生物のかわりに化学をとりあげた。この点は発想のニュアンスを異にして興味深い。LINTON はいう。化学における原子に対応するような地形における単位は何か？ 地形は結局平面と斜面という単位に集約されると。そして同時に土壌，植生などの詳細な変化にも対応すると述べた。こうして彼の提唱した下位から上位へのオーダーは BOURNE (1931) の提案した生態学的用語の site を最小単位の空間として，stow, tract, section, province, major division, continent である。もっとも彼の手続きは分類的だが province あるいは section までは区分的操作をへるという混乱が生ずる。なお彼のいう究極的単位である flat と slope も実際的には研究者の主観に依存する面がある。UNSTEAD や LINTON は最小単位の内容や概念の定義になると軽くふれるのみで強く言及してない。この他古くは WOOLDRIDGE (1932) の facet や，MILNE(1935) の catena などがあり，近年では BRINK et al. (1966), MITCHELL (1971) らの提唱しているシステムがある。これは下位から land element, land facet, land system, land region, land province, land division, land zone となつており現在もつともよくまとまつているものの一つである（詳細は V参照)。

## 7. 「地域のシステム」の新たなる探究

イギリスを中心に1950年代までの地域のシステムの研究をながめてきた。一応のまとめは面積を基準にして第1表にまとめておいた。地理学者は地域とは何かについて問いつづけてやまない。「地域」は実在するのか。あるとすればいかなる方法で見い出せるのか。あるいはただ概念のみで認識するものなのか。

19世紀の近代科学の成立以来，その発展はめざましかつた。地理学者に大きな影響を与えた一つに視野の拡大とその手段の開発があつた。われわれは現在同じ一冊の写真集の中にかたや人工衛星から大陸いやそれどころか地球をすつぽり写した写真と，かたや電子顕微鏡の写真を同時に見ることができる。これは単にマクロからミクロまで見えるということだけでなく，リモートセンシングにおけるように実に多様な視野をもつにいたつたのである。

HERBERTSON をはじめ長く地理学者達は地域を有機体に比喩してきた。安易に様々の要素を加えて有機的複合体としての統一性をもつ地域を追求してきた。ただわれわれは生物とのアナロジーの中から有効なヒントを得ることにとどめればよいのだ。地理学者達の脳裏には DARWIN のいう "place" の概念が "region" という言葉にこめられて今日まで延々と受けつがれている。1935年 TANSLEY は生態系 ecosystem という概念を提唱した。このころまで地域をいかに生物学的に把握をしようと，分類または区分の基礎になる個体(種，単位)には厳密な検討が加えられなかつた。さらに地域はこのあいまいな個体の組合せからその等質性，卓越性が主張されただけだつた。

DARWIN が「複雑な関係の網により結びつけられている」といつた内容こそ生態系であり，地域とはまさにこの system をもつた空間なのである。生態系の概念には地理学的研究にとり入れるべき四つの固有の性質をもつている。その第一は関係しあう様々の要素を一つの「系」としてあつかう一元性，第二はその構造的性質，第三はその機能的性質，第四は開いた系としての一般システムの性質である (STODDART, 1965)。生態系そのものには空間の概念は入つていない。ただ地域の最小単位をはじめどのオーダーの空間研究にもこれは考慮されるべきである。われわれは HERBERTSON 以来地理学者達が追求してきた空間の秩序を新しい目で見直そうとしている。1950年代後半から1960年代にかけて地理学は新しい飛躍台にのつた。その一つは一般システム理論の導入に代表される新しい方法論の導入にある（例えば CHORLEY, 1962)。それに呼応して地域の記載の単位が国や地域によつてバラバラなために地理学上の重要な方法論の比較を困難にしていた点を反省し，地理学にあつた広さの単位 G-scale の提唱がなされた (HAGGETT et al. 1965)。すなわち

**第1表 地域単位の**

| G-scale | HERBERTSON (1905, 1913) | FENNEMAN (1916) | UNSTEAD (1933) | LINTON (1948) | WHITTLESEY (1956) |
|---|---|---|---|---|---|
| 地球全表面積(0) — 0 | | | | | |
| 1 | Major natural region (Continent) | | | Continent | |
| ソ連(1.35) | | | Major region | | Realm |
| アメリカ(1.82) — 2 | | Major division | | Major division | |
| 3 | | | | | |
| 日本(3.15) | | | | | |
| | Group of region (Country) | Province | Minor region | Province | Province |
| 4 | | | | | |
| 5 | | | Sub-region | | |
| 東京都(5.38) | Region | Section | | Section | |
| 琵琶湖(5.86) — 6 | | | | | |
| | District | District | Tract | Tract | District |
| 7 | | | | | |
| 芦ノ湖(7.86) — 8 | Locality | | Stow | Stow | Locality |
| 1 km² (8.71) — 9 | | | | | |
| | | | Feature | Site | |
| 10 | | | | | |

注：表中の網矢印は分類の手続きの方向を示す。なお網点線は提唱者が必らずしもその手続きを明確
BRUNET, BERTRANDはⅣ章を参照。

それは G=log (Ga/Ra) (ただし Ga は全地表面，Ra は対象地域の面積）で与えられる。同様に地理学の時間軸として T-scale の提唱もある (SUGDEN et al. 1971)。地域のシステムの研究はこの変革の息吹きに再び生気をとりもどしつつある。空間におけるシステムは単位（個体）の集合からなる構造とそれらの機能からなりたっている。そしてこのシステムの時間にともなう変化すなわちメカニズムが追求される。そしてこのシステムが連続的な変化 (process)，あるいは不連続的な変化 (threshold) を経ながらどのように地域が階層性をつくっていくかが追求されつつある。地理学は確かにめざましい変革期にさしかかっている。しかしその潮流は決して過去を否定するようなものではない。むしろ DARWIN が投じた問題に新らたなる目がむけられているのだと考えられる。上述のようにスケールの統一の動きや，分類，区分の正しい手順を踏んで地域のシステムを確立し，地域の最小単位を見つけ出そうとする新らたなる努力がある。この努力は生物学が DARWIN 時代にすでに経験したことを地理学は再び体験しつつある。すなわち地理学が学として成立せんがための「分類学」の確立への努力なのである。

ヒエラルキー

| CAILLEUX et TRICART(1956) TRICART(1965) | BRINK et al. (1966) MITCHELL(1971) | BRUNET (1968) | BERTRAND (1968) | COMMON (1971) | およその図化スケール |
|---|---|---|---|---|---|
| 1re Grandeur(CT) (T) | Land zone | Zone | Zone | | <1:15,000,000 |
| | Land division | | | Environment | 1:15,000,000 |
| 2e Grandeur(CT) (T) | | Domaine | Domaine | | |
| | Land province | | | Province | 1:5,000,000−1:15,000,000 |
| 3e Grandeur(CT) | | Province | | | |
| 4e Grandeur(CT) 3e Grandeur(T) | Land region | Région | Région naturelle | Region | 1:1,000,000−1:5,000,000 |
| 5e Grandeur(CT) 4e Grandeur(T) | Land system | Pays | | Sub-région | 1:250,000−1:1,000,000 |
| | | | | District | 1:50,000−1:100,000 |
| 6e,7e Grandeur(CT) 5e Grandeur(T) | Facet | Quartier | Géosystème | Locality | 1:10,000−1:50,000 |
| | Land element | Ilot | Géofaciès | Site | >1:10,000 |
| 6e Grandeur(T) | | | | | |
| 7e,8e Grandeur(T) | | Parcelle | Géotop | | |

に述べていない部分を示す。なお FENNEMAN, WHITTLESSEY は III 章, CAILLEUX et TRICART,

## II アメリカにおける「地域のシステム」の研究

### 1. "total" region

HERBERTSON (1905) の記念碑的な「自然地域」区分は，当然のことながら，アメリカの地理学界にも影響を与えずにはおかなかつた。

WHITTLESEY (1954) によれば，当時アメリカ地理学者協会 Association of American Geographers の55人の地理学者のうち，地域地理学 regional geography に最も関心を持つと答えたのは唯一人 BOWMAN だけだつたという。当時の地理学者の中には地質学などの出身者が多かつたこともあつて，地域についての関心は高かつたとは思われない。

1913年，プリンストンで開かれた学会で，JOERG はそれまでに発表されたいくつかのアメリカ大陸の地域区分について論評を行なつている。彼は HERBERTSON を高く評価して，「地理学研究の究極的目標は地誌学にある」とし，研究の論理的単位として「自然地域」を設定することの意義を認めていた。彼はまた自然地域に，大きさによる梯梯のあることも指摘している。

合衆国をできるだけ均質な自然単位 natural or physical units に区分することの必要性は各方面で認められ始めていた。森林局，地質学，地理学

研究者，教育関係者らの要請をうけて，アメリカ地理学者協会は地域区分委員会を組織してこの問題と真剣に取り組むことになつた。

しかし，この過程でアメリカの地理学者達は，HERBERTSON が意図したような「自然地域」の設定を「次元の高いもの」として延期することを決めたように思われる。

HARTSHORNE (1939) は「勝手気儘に押しつけられたものでない，本来的な地域」という意味での「自然地域」などというものは存在しないと主張する。仮りに多くの要素の結合からなる地域を区分するにしても，ある地域はそのうちの，たとえば気候の要素が重要性を持ち，他の地域では土壌や相対的な位置関係がより重要性を持つことがあるのであるから，論理的に一貫した地域区分のシステムを確立することは不可能であるといつている。

JAMES (1952) も「あらゆる構成要素が完全に均質である」ような地域はあり得ないから，目的に応じてある特定のクライテリアについて地域区分をすべきことを説いている。

WHITTLESEY (1954) もまたありとあらゆる現象をただそこにあるというだけで一緒くたにした「全体の地域」"total region" を区分しようとするのは無駄であるばかりでなく，危険でさえあるとして，きつぱりとこれを否定している。

以下，ここでは主としてアメリカ地理学者によつて発表された自然に基く地域区分をとりあげて，「地域のシステム」とその問題点を概観してみたい。

## 2. 自然に基く地域区分

(1) 地形区分　アメリカ地理学者協会に設けられた地域区分委員会の長い間の努力の結果は FENNEMAN の地形区分として発表された(1916)。DAVIS 地形学を反映して，地形は構造，プロセス，(地形発達の) 段階によつて決定されるとの考えに基き，地形発達史 physiographic history の類似性に注目して区分したものである。

FENNEMAN は地形区をその大きさに応じて，四つの段階に分ち，それぞれ major division，province，section，district とした。しかし，最下位の district については，区分が行われていない。大地形区は大地形の形成にあずかる地体構造を，下位の地形区は侵蝕営力など外因的作用をより重要視して区分されるのであるが，この区別は絶対的なものではないと彼は述べている。こうして合衆国は八つの major divisions，25の provinces とさらに多数の sections に区分された。

ピードモント，グレートプレーンズ，ベイズン・アンド・レインジなどの名称が広く一般の間に使われるようになつたのをみても反響の大きさを知ることができよう。

DAVIS 以来，地形の分類は地表面の形態のみならず構造にも考慮が払われることが多かつた。この二つを区別すべきことを主張したのは HOWARD & SPOCK (1940) や STRAHLER (1946) であつた。彼等はそれぞれ成因や構造による地形分類を提唱した。

一方，これに対して形態を重視する動きがあつた。JAMES (1937) は地域研究における地形の扱い方について論じ，平野，高原，山地などの地形を定性的にではあるが明確に定義づけようと試みている。不完全とはいえ，それは形態による地形区分を意図していたことがうかがえる。

さらにそれを体系的，定量的に押し進めたのは HAMMOND (1964) であつた。彼は地形の記載に当つて成因からの訣別を唱え，地理学者は個々の地表形態を研究するのではなく，地形の類型，地形区，およびそれらの空間的変化を研究すべきであると主張した。合衆国の地形区分に当つて彼は傾斜，比高，断面形，地表物質をそれぞれ数個にクラスに分け，それらを組合せることによつて C5d などと表わす方式を採用した。こうして求められた地形の類型には平野，卓状地，丘陵および山地のほか，丘陵や山地が散在する平野などが含まれている。

河川の水系は自然のシステムを形づくつている。すなわち，大河川の流域は一つのまとまりのある地域をなすが，それは支谷がつくる流域に分割することができる。さらに支谷の流域はもつと小さい支谷の流域からなりたつている。ここには地域のヒエラルキーが巧まずしてできあがつていることがわかる。

地理学的地形分析についての総合的な評論を行つた ZAKRZEWSKA (1967) によれば，かかる水系の法則性を追求する立場から地形の地域的研究を進めている者に HORTON や STRAHLER の流れを汲む一派があるという。

成因的な地形区分と，形態による地形区分とを別々に行つて，それを組合せることによつて，世界全体の陸地の地形区分を完成したのは MURPHEY (1968) である。彼もまたすべての地形を三文字で表現する方式をとつた。たとえばコロラド高原は ATd と表わされるが，第1文字のAはアルプス造山帯を意味し，第2文字のTは卓状地，第3文字のdは乾燥地の地形であることを示している。

HAMMOND や MURPHEY の地形区分は，後述する KÜCHLER の植生区分とともに，KÖPPEN にならつた区分を採用していることがわかる。この方法も地域を大きな単位から小さな単位へと細分していくことが可能であるが，HERBERTSON や FENNEMAN の地域のヒエラルキーとは異質のものであると考えられる。

(2) 気候区分　アメリカ大陸の気候区分は，WARD (1906) によつてなされたが，広く使われているのは KÖPPEN (1918) の区分またはその一部を改めた TREWARTHA (1936) のものであろう。

周知のようにこの区分は気温と降水量の組合せによつて行われる。これらの量は元来連続的に変化するので，植生の変化に対応する値を求めて境界線とするものである。しかし気候値と植生との対応関係は一義的ではないから，境界線とすべき値については議論が繰返され，HARE (1951) が line shifters と名付けた人達によつてしばしば変更が加えられた。

境界線はすべての地域区分に共通する問題である。KÖPPEN の境界線に関する議論も，そのシステムの本質を根底からくつがえすような性質のものであるというよりは，むしろシステムそのものは優れていると認めている場合が多かつた。

KÖPPEN のシステムは非論理的であると鋭い批判を浴せたのは THORNTHWAITE (1943) である。彼は KÖPPEN の区分を採用し続けるのは，学問の発達を遅らせるもので，地理学者の恥であるとさえ言いきつている。

第一に指摘されるのは，同じレベルの区分が必ずしも同一の原理で貫かれていないことである。大区分であるA～Eについてみればわかる通り，A, C, D などが気温によつているのに対し，Bだけは降水量によつて区分される。植生にとつては気温にもまして乾燥が重要性を帯びてくるのは理解されるが，B気候区は熱帯でも温帯でもないかのような印象を与える。B気候区を気温によつて h，k と細分することはあるが，これは A, C, D の区分と無関係である (SHEAR, 1966)。

第二に KÖPPEN の区分は Aw または Cfa などのように二ないし三個のアルファベットで表現される。しかし，文字の順序，従つて区分の序列は便宜的で決して動かし難いものではない。HARTSHORNE (1939) も，KÖPPEN は Cf や Cs をC気候区の下位区分としているが，Df と Cf をF気候区の下位区分としていけない理由がどこにあるだろうかと疑問をなげかけている。実際 TREWARTHA は Cfa, Dfb などとする代りに Caf, Dbf としている。

THORNTHWAITE は気候分類はただ単に気候の類型を区別するだけではなく相異なる類型の間に存在する関係をも示すことができなければならないと主張する。

1948年，THORNTHWAITE は蒸発散位の概念を導入して，水収支の観点から全く論理的な気候区分を行つたことはよく知られている。気候を植生に頼らず，気候それ自身のもつ固有の性質だけによつて分類したもので，彼はこの分類が植生，土壌，土地利用などの地理的因子の分布をとく鍵になるであろうと述べている。

THORNTHWAITE (1961) は気候学を大気だけの学問とは考えず，大気と地表の相互関係を追求する学問とみる。その相互関係は水だけでなく，他の物質やエネルギーのやりとりを通じて行われる。THORNTHWAITE の気候区分は物質収支やエネルギー収支による地域区分への道を拓いたものと見ることができよう。

放射収支やエネルギー収支に基いた気候区分は TERJUNG ら (1972) によつて試みられた。

成因的な気候区分はアメリカでは，気団や前線に基いてなされた STRAHLER (1951) や BORCHERT (1953) のが知られている。最近では OLIVER (1970) が気団による客観的な区分の方式について論じた。ところで，気団による気候区分はグローバルスケールでのみ可能で，下位の区分には適用できないと指摘されている（前島，1970)。

気候現象には空間的にも時間的にもスケールの異なる現象が認められていて，大気候，中気候，小気候，微気候などの区別がある。LINTON が地形区分について示したように，気候についても微気候または小気候に相当する気候の単位から出発して，グルーピングにより次々とより上位の単位にまとめていく方式も考えられる。

THORNTHWAITE は，小さい単位である topoclimate なる概念を提唱したときにこのことをはっきりと認識していた。すなわち，地表面におけるエネルギーと物質の交換によつて規定される小地域の気候は，隣接するいくつかの同じ規模の気候と一緒になつて，より大きな規模で行われるエネルギーと物質の交換の単位にまとめられていくことを明らかにしている (SHARPE, 1970)。

(3) 土壌区分　いうまでもなく近代土壌学の基礎を築いたのはソ連の DOKUCHAEV (1886) であるが，その頃アメリカでも HILGARD が土壌分類を発表したという。しかし，アメリカで最も基本的な土壌分類システムを打ちたてたのは MARBUT (1935) である。彼は土壌を地質などと切り離して土壌自身の形態的標徴や化学的性質によつて分類し，土壌の単位 unit，土壌統 series からペダルファー・ペドカルの2大分類にいたる六つのカテゴリーからなる分類体系を確立した。

どんな分類体系でも知識が豊富になり，正確になるにつれて改訂を余儀なくされることがある。ことに成因的分類は成因に関する仮説に基いている場合が多いから，新しい仮説がうちたてられるとそれに応じた分類体系が必要になる。

新旧の土壌分類が著しく異なるのは，一つにはこうしたことによるのであろう。MARBUT の分類はやがて一層包括的で定量的な農務省の分類に発展する。ペダルファー・ペドカルの概念は余り強調されなくなつて，最高位のカテゴリーでは成帯土壌，間帯土壌，非成帯土壌の三つが区別された。

1950年頃を境として，土壌の分類は分類一般の原理 (CLINE, 1949 ; GRIGG, 1965) にもとづく一層精緻なものへと発展する。農務省の Soil Survey Staff が1960年以降に発表したシステムは目 order，亜目 suborder，大土壌群 great group，亜群 subgroup，科 family，統 series の六つのカテゴリーからなり，それぞれのレベルできめの細かい分類が行われている。

BUOL ら (1973) は土壌分類について余すところなく論じているが，その中に全世界の土壌の目，亜目の分布が示されている。また彼等によれば，最近はコンピューターを使つて，単位の土壌の間の類似性を求めたり，類似性にもとづいて階層に分けたりするという全く数量的な分類 numerical taxonomy も行われるようになつてきたという。

(4) 植生区分　植生は自然の諸要素の中でも総合的な指標として見なされることが多かつた。KÖPPEN の気候区分は基本的には植生区分と呼べるものであるし，FINCH & TREWARTHA (1942) や JAMES (1943) の教科書でも，自然植生は気候，地形，土壌などあらゆる自然の要因の複合としてとらえられている。

しかしながら，KÜCHLER (1945) が指摘し，WHITTAKER (1942) が詳しく論じているように，植生の区分にあたつては用語のはなはだしい混乱があつて，統一的なシステムをつくることを困難にしている。

KÜCHLER が地理学にもつとも有用であるとして新たに提唱した区分は，植相 physiognomy によつて常緑広葉樹林，落葉針葉樹林，草地などの七つの大区分をした後，問題とする地域の大小などに応じて，樹高の違いや疎密の違いなどによつて細分するというものである。「単純にして明快な」区分を最良と考える KÜCHLER はそれを KÖPPEN にならつて Bzi, Gt などと表示することにしている。

ここでも境界線が問題にされているが，植生分類の最近の動向を評論した PEARS (1969) は，自然の中に不連続的な単位を認めて分類することができるとする考え方と，植生は連続的に変化す

るものであつて任意の基準を決めない限り分類できないとする考え方のあることを述べている。

### 3. compage とそのヒエラルキー

アメリカにおける地域への関心は，HERBERTSON や UNSTEAD などのイギリス地理学の影響や，SAUER の数多くの著作を通じて紹介されたドイツ地理学の影響を受けて高まつていつたが，何よりもアメリカの大学で地理学の教育を受けた専門の地理学研究者が輩出するに及んで急速に高まつていつたと言うことができよう。

PLATT をはじめ何人かの地理学者達は毎年集まつて野外での討議を重ね，いわゆるミクロ地理学の隆盛を招くにいたつた。

1930年に入ると地域に関するシンポジウムが相次いで開催されるが，それが地理学だけにとどまらないのは，地域が当時の社会的関心ででもあつたためであろうか。

TVA では地域開発計画に際して，土地分類の “unit area method” なる方法が導入された。空中写真の活用と相俟つて，この方法は土地利用や土地の自然的特性に関する均質な単位をとりだす一つの有効な手段として使われた。

WHITTLESEY (1954) は，先に述べたように total region の概念を排斥しているけれども，「機能的な関連のきずなによつて結合された項目の総合計」という意味での総合的地域は地理学的に意味のあるものとして認めて，これに compage なる語をあてることが提唱された。16，7世紀頃「結合，構造」の意味で使われ，現在はすつかり廃語になつているこの語を殊更に復活させようとするのは，region という語が余りにも多義に使用されすぎているので，他の解釈が生じたり誤解を招いたりしないようにとの配慮からである。

地域の研究法がスケールの違い，したがつて一般化 generalization する程度の差に応じて異なることは，JAMES (1934) が明らかにしており，geographic, chorographic, topographic という形容詞が使われている。THORNTHWAITE が topoclimate と言つたのもこの意味である。

WHITTLESEY は compage にもランクの差があつてヒエラルキーを構成すると述べ，最少限 locality, district, province, realm と名付ける四つのランクが必要だという。

locality はそのうちの最低のランクで，もつとも綿密に野外で研究することができる大きさの地域である。これは 1 : 10,000 ないし 1 : 20,000 程度のスケールの地図に対応する地域である。

district は諸現象が機能的に密接に結合している地域で，1 : 50,000ないし 1 : 250,000 程度の地図に表現するのが最もふさわしい。

province は隣接する districts が集つて作る地域で，ある種の標徴によつてより上位のランクの compage にまとめられたものである。パリ盆地などがこの例で，major geographc region と呼ばれることが多い。地形区の province とほぼ同列である。locality や district を調べる場合と違つて，province を調べるには野外の直接観察はできないので，一般化した概念を用いる。1 : 1,000,000から 1 : 5,000,000 の地図によく表わされる。

realm は数個の provinces が類似性をもつか，または相互の関連をもつている場合で，これが最高位の compage である。北西ヨーロッパとか東南アジアとかの名称が与えられている。適当な地図の縮尺は 1 : 5,000,000 よりも小縮尺である。

その後，PHILBRICK (1957) は，シカゴ巨大都市圏を例にとつて，社会の空間組織の原理を追求しているが，彼は人間占拠の単元 units of occupance を分類し，それが次々により上位の機能地域あるいは結節地域に組織されていく事実をきわめて明快に示した。

農場を最下位の機能体として，シカゴの大都市地域 major urban region を第6位の機能地域とするような巣状ヒエラルキー nested hierarchy を示したばかりでなく，もつと上位の機能組織や世界全体の結節組織についても示唆を与えている。

以上アメリカにおける「地域のシステム」に関する研究を概観した。アメリカでは “total region” が強く排斥されたが，ヨーロッパ諸国でも凡ての事象の雑多な寄せ集めとしての地域の「全体性」を問題にしているのではないことは明らかである。

ただ，アメリカでは機能的関係によって結合される総合的な地域を初めからとらえようとすることは困難であると考えるところはヨーロッパとの相違であろう。

ここにとりあげた地域の大部分はいわゆる「均質地域」である。自然の事象のように全地球表面を切れ目なくおおっているものについては「均質」な地表空間を切り出すことが比較的容易である。人文事象についてはここにはとりあげなかったが，KROEBER の文化地域 cultural area や，GRIGG (1969) が論評した世界の農業地域システムなどのように均質地域が求められる場合もあるが，機能的な結合関係による「結節地域」を求めることが少なくない。

ところで，自然についても THORNTHWAITE のように地表面におけるエネルギーと物質のやりとりに着目すれば，大気と地表面，土壌，植生，動物などの間の機能的な関係が問題にされることになり，より総合的な「自然地域」のシステムが可能になるのではあるまいか。

人文事象については PHILBRICK が指摘しているように，地域のヒエラルキーの中のそれぞれのレベルの中に「均質地域」と「機能地域」とが交互に現われると考えるのが当っているように思われる。

さらに，FENNEMAN にしろ，KÖPPEN にしろ，ここにとりあげた多くのシステムは「上から」の方式によって，世界を主要な大地域に分つものであって，細分したとしてもせいぜいのところ，一つか二つ下位の地域区分にとどまっている。

一方，unit area method や PHILBRICK の方法は「下から」のものである。THORNTHWAITE のトポ気候学の中で示唆されているのもこれに属するであろう。

しかし，「上から」の方式と「下から」の方式の両者を結合した，一貫したシステムが組立てられているのは地理学の中ではいたって数が少ないことがわかった。土壌の分類は数少ない一つの例ということができるであろう。この点は今後の研究の進展にまたねばならない。

## III フランスにおける「地域のシステム」の研究

### 1. VIDAL, DEMANGEON の地域小集団

人文地理学の出発点を地域的小集団の研究におく VIDAL DE LA BLACHE にはすでに最小空間のイメージがあった。彼は地的諸現象間の対応性 correspondence，連帯性＝地的統一の理念を地理学の原理として提起したが，それは思弁的なものではなく，具体的な事実にもとづいたものであった。世界各地に開花した大規模な文明もその原核を訪ねれば，「個々別々な無数の郷土であり，体積の小さな社会，それぞれ各自の範囲内において働いている小宇宙」に至る (VIDAL DE LA BLACHE 1922, p. 213；邦訳，下巻 p. 128)。この郷土，小宇宙はまさに地的統一の具体的表現である。このような小社会的地域集団を地理学研究の対象にする考え方は同じように社会集団を研究対象とするデュルケーム社会学が土地基盤を軽視するのに対する地理学の独自性を主張しうるものであった。同じく DEMANGEON も人文地理学の方法の第2原理として地的基盤の重要性を指摘するに際し，北米の狩猟民アルゴンカン族の例を引用している (DEMANGEON, 1942, pp. 32-33)。そこでは各部族の領域が同一家系ごとの区域 secteur に分割され，親族関係による統一体 unité よりもむしろ領域 territoire を同じくするものの強力な共同体が成立していた。これらの各区域は部族の領域の中心部では平均200～400平方マイルの広さをもち，領域の周辺部では2～4倍の広さにその区域は拡大する。この事例は社会集団にとって，土地基盤の重要性を示しているだけではなく，空間的範囲の意味をも示唆している。

こうした事実は人間生活における空間的土地基盤の実在性を明証しうるものであり，この原理にもとづいてペイ pays，あるいはレジオン régions を研究する地域研究が行なわれた。これらの研究は「地域」の実在性を示した点に意義をみとめなければならないが，「地域」の概念構成という点においては必ずしも大きな進歩をもたらしたとはいえない。「地域」の分類，区分あるいは階層性の存在といった地域のシステムにまで深められる

には至らなかつたのである。「地域」の直観的認識の段階にあつたとしなければならない。しかしながら VIDAL や DEMANGEON はすでにそうした問題に対して直観的には認識していたように思われる。「フランス地誌」における叙述の方法に際して，各地方 provinces をさらに細く地域 régions に分けて記述している点 (VIDAL DE LA BLACHE, 1905)，またレジオナリズムの風潮に対して結節地域にもとづく大地域の設定をしている点 (1910) などにそれを認めることができる。また DEMANGEON (1942) も人間居住の規模は基本的に局地的なものから大領域に至るまで様々な大きさがあることを指摘している点などに地域システム化への萌芽をみとめることができる。フランスにおいて地域概念それ自体の問題が取り上げられるようになつたのは決して古いことではない。それはフランス以外の国々においてみられたように，CHRISTALLER 理論の導入による都市地理学の発達によつている。そこで発達してきた地域概念は結節地域の概念にもとづくものであり，中心地によつて組織された空間のシステム＝中心地システムが地域のシステムと考えられている。このような地域概念にもとづいてフランスにおいてもいくつかの地域で実証研究がみられ，「地域研究」の新しいスタイルとして登場してきている。ここでは「地域」が中心によつてのみ成立するものと考えるのではなく，種々の関係システムによつて成立し，各地域がいろいろのオーダーをもち全体として地域のシステムが存在することをみとめる立場から，地域の分類 classification, 区分 division, 段階 échelle など地域のシステムを目的とした論文をとりあげ，そこにおける「フランス的なもの」をみてみたいと思う。

ここで「システム」なる語について簡単にふれておかなくてはならない。二つの意味があるように思われる。まず第1は各オーダーの「地域」がシステムとして成り立つているという意味，第2は各オーダーの「地域」がシステムとして階層化されているという意味である。ここでは両者の意味を含めて「地域のシステム」とした。

## 2. BRUNET のカルティエ論

諸現象の地的統一体として把握される地域はその地的な結合の仕方によつて様々な大きさをもつ。換言すれば諸現象の地的統一の仕方は空間的広さによつて固有なものである。VIDAL や DEMANGEON による小社会地域集団はそのうちの最小空間とみなされる。地域が空間的大きさに伴なつて固有の現象の仕方をするということは研究範囲の段階が異なるに従つて，方法もことなつてくることを意味する。こうした認識にたつて BRUNET は最小空間として「カルティエ quartier」なる概念を提出し，その地域構造およびそれと地域システムとの関係などを論じている。

BRUNET の「カルティエ」概念は集落，あるいは社会学でいう近隣集団そのものではなく，VIDAL, DEMANGEON らが指摘したような地的統一体である。すなわちカルティエの統一 unité を形成するのは関係システム systèmes de relations であり，その関係システムは家族間，住民間あるいは経済体 unités économiques 間にある関係ではなく，自然的，経済的，人間的，技術的なそれぞれの諸事象をカテゴリーとする特徴間にある関係である。従つてこのシステムは水平的なものではなく，垂直的である。ときには水平的な関係が結びつくこともあるが，それはカルティエが個性をもつために必らずしも必要なものではない。

カルティエを形成するこの関係システムの各要素は相互に「結合したシステム systèmes liés」であり，要素の寄せ集め，併置ではない。各要素が互いに依存し合い互の関係の中にあつて，あるいは関係によつて初めて存在することができる連帯した一つの全体＝構造である。カルティエを成立させるこの構造はある空間的拡がりをもつており，空間なくしては現象しえないものである。しかしそれは抽象的に区切られた単なる空間の一部分ではなく，関係システム全体の境界に一致する空間的範囲である。従つてカルティエは関係システムの同一性による同質空間である。各カルティエはそれぞれの場において上記のカテゴリーが相互に作用し合いオリジナルな関係システムを現出させるが，ときに関係し合つている要素のあるものの強さがある閾 seuil を越えるところの構造の

質が変化し別の構造へと移行する。従つてカルティエの不連続は相互作用の関係にある諸要素のバリエーションの連続性のなかにあるといえる。またカルティエ自体は決して固定したものではなく，内的発展，あるいは外的影響のもとに関係システムを構成する要素が変化すると均衡がくずれ，また新たな均衡状態をとり戻すといつた変転きわまりないものである。

以上のように BRUNET はカルティエの論理を明らかにした上で，各カルティエが多様な仕方，ときには逆方向に進化する事実をもつて，研究者の主観とは離れて，カルティエが客観的に実在し，個性をもつ一つの証拠としてあげている。

ところでこのカルティエはいかなる広がりをもつものであろうか。 BRUNET によれば各カルティエは「ペイ」やそれらが集まつてつくる「レジオン」より広い全体の中に包括され，ヒエラルキー構造の中に位置づけされる。まずヒエラルキーの最上位には zone がある。この段階は地質構造や生物地理による枠を越えたもので，人間の開発や居住の様式をみるとオリジナルな地域構造がみとめられ，文明の単位 unités de civilisation に対応することがある。第二の段階は地域地理学の研究にとつてとくに重要なものでときに大空間，大地域，領域の名でよばれる。第三段階は非常に複雑な規模の空間的範囲を包括しているため複雑で，プロバンス province とそれのサブデビジョンとしてのレジオン région に分けられる。前者は自然地理学の領域に大きな関心のある段階であり，後者は都市の影響圏ともかかわりがあるものである。第四段階はペイの概念に対応するもので歴史的基盤をもつているときは強固な構造をもち，フランス古典地理学においてもつともよく研究されてきたものである。第五番目の段階が上述してきたカルティエである。後述のように自然地理学の分野で行われる分類の「ミクロ形態」段階に至る以前の最小の総合地域単元である。

さて上記のように段階づけられた各階層は，関係システムとして全体 ensemble を形成しており，各段階の空間的範囲は一つの構造をもち，下位の段階のものは上位のそれに包括される。しかし各段階のシステム間には直接の関係はなく，むしろその間には不連続が存在する。従つてあるペイはカルティエの寄せ集めではなく，全く別のものである。

以上要約されたように BRUNET は総合的＝全一的最小地域単位としてカルティエを見い出した。それを一つの構造としてとらえ，客観的実在としてカルティエの自己運動の弁証法的論理を明かにするとともに地域空間全体におけるヒエラルキー構造をつくり上げた。

### 3. CAILLEUX と TRICART の時空間タクソノミー

空間の大きさにしたがつて現象が異なることは人文現象より早く自然現象において認識されていた。TRICART (1952) は地形現象における時空間的ヒエラルキー構造の存在すること，その分類が地形研究にとつて基本的な作業であることを指摘し，各段階の大きさとともに名称 term を提唱した。後に彼は地質学者 CAILLEUX とともにその問題の精密化に努力している(1956)。

彼等は分類 classement にあたつて 1）ダイナミック原理 principe dynamique と 2）規模の原理 principe dimensionnel の二つの基本的原理に分けて考察する。前者は内的，外的メカニズムにもとづいて形成された形態 forme を分類し，後者は形態の大きさを問題とする。後者はすぐれて地理学的概念である段階 échelle の概念に関係する。前者が現実には質的であるのに対して，後者は量的である。量質変化の法則は地形学においてもみとめられる法則であり，このことは自然科学の基本概念である閾 seuil 概念をも地形学に適用する可能性を生じさせ，地形現象がある空間的範囲においてそれぞれ独自の性質をもつということの論理的基盤を与えてくれる。

さて第一の原理とされたダイナミック原理は内的および外的メカニズムの相互作用によるものであるが，外的営力 dynamique exterieur は植物地理学的環境あるいは直接的な気候の影響などによつて地球の zonation を決める。他方内的メカニズムはテクトニークな変形によるものであるが，その変化のスピードは多様で上の外的営力と弁証法的な関係において現象する。

このような基本的原理もそれぞれ空間的範囲によつてそれらの作用の仕方もことなつてくる。すなわち地形学においても地形形成のメカニズムはとりあげる段階に従つてその重要性がことなつてくる。従つて段階の概念の適用は地形形成のメカニズムがそれぞれ異なつた様式を空間的にも時間的にも不連続なゾーンを系統的に追求することを可能とする。

以上のような論理を確認した上で CAILLEUX et TRICART は地形現象において以下のような分類学的カテゴリー catégorie taxonomique を提唱する。

彼等は地球を大きな単位から順次小さな単位へと七つの段階にわけている。

第一の大きさ 1<sup>er</sup> Grandeur は内的および外的ディナミークの対立によつて成立する。面積 $10^7$ $km^2$ の大きさの段階で，内的観点からは大陸，海盆，大構造地形，外的観点からすれば大気候地形帯に相当する。第二段階の大きさ $2^e$ Grandeur は第一段階のものを分割するとえられる。ヨーロッパ台地 plate-forme がスカンジナビア楯状地，中西ヨーロッパヘルシニヤン地帯，ロシア平原に分けられるごときもの，面積 $10^6$ $km^2$。第三段階の大きさ $3^e$ Grandeur は面積にして $10^5$ $km^2$. 構造的に明確な段階である。外的営力の上ではあまり明白でないが，地域気候 climats régionaux に対応する。第四段階の大きさ $4^e$ Grandeur でも単位 unité の性質は構造的である。アルプスを中軸帯 axiale zone と前地 zone préalpine に分けるごときもの。この単位は面積にして $10^4$ $km^2$. 第五段階の大きさ $5^e$ Grandeur になると構造地質的メカニズムの閾に達しアイソスタティークな均衡，構造地質的にオリジナリテーをもつ。同一山脈の山塊，盆地などがこの段階に相当し，面積にして $10^3$ $km^e$. 第六段階 $6^e$ Grandeur は面積にして $10^2$ $km^2$. 構造上の観点からみるとたとえば褶曲山脈のいわゆる褶曲にあたる。具体的な例としてジュラ，アルプスの背斜，向斜地形など。この段階では岩石学的要因 facteurs lithologique が重要な役割をもつ。第七段階の大きさ $7^e$ Grandeur は長さ数 km のローカルな地形の段階，面積にして $10 km^2$. 小さな断層，褶曲など構造地質にもとづく。しかし多くは岩石の影響や崩壊 dissection の様式そのものから生じる。たとえばアルベオール alveoles, グラシ glacis, ペディメント pediments, インゼルベルグ inselbergs などがそれである。また局地気候，特定の biotop にも関係する。

更にキロメートルより小さい形態が存在し，ときに「ミクロ形態 microformes」と名づけられるものである。この段階も泥流 coulées boueuses, ガリ ravinements torrentiels のような100m のものから，地すべり，replatsgoletz, hydroaccolithes, barkhanes のような 10 m のものなどがある。それには多角形土 polygones, アイスランドビュット buttes islandaises (thufur), nebkas のようなメートル単位のものも含まれる。更に小さいものとしてラピエ lapiés, vermiculures, 風化礫の岩相 facettes des cailleux écolisés, 漣痕 rides de clapotis (ripplemarks) などがある。このミクロ形態の研究にミクロ地形学の名が与えられよう。

TRICART は1965年に刊行した「地形学の原理と方法の中にこの CAILLEUX et TRICART のタクソノミーを再びとりあげているが，新しい知見が加えられると同時に，各大きさにおける広がりにかなりの変動がみられる。たとえば第三段階の面積が $10^4$ $km^2$ に修正され，1956 年の第四段階に対応する。第四段階の面積は $10^2$ $km^2$ になり，1956 年の第五段階と第六段階に対応しアイソスタティークな均衡の閾はこの段階になる。第五段階が数 $km^2$ の面積で 1 : 20,000 の地形図で研究する大きさ。第六段階以降は1956年の論文ではミクロ形態として示唆されていたが段階づけがなされていなかつたものである。第六段階の大きさは数百 $m^2$ の面積をもつものでヘクトメートルな形態。第七段階は数十 $m^2$～数 $m^2$ の段階である。新たにつけ加えられた第八段階はミリメートルからミクロンに至る規模のもので顕微鏡段階のものである。この段階に至ると地形そのものではなくなるが，営力の分析，地形形成のメカニズムを識別するには不可欠のものである。

## 4. BERTRAND のゲオシステム

第2表　フランスにおける地域のシステム

| Classe (BRUNET) | BRUNET の同質的空間体 | BERTRAND の景観単位 | CAILLEUX et TRICART の時空間段階 | 具体例 (BRUNET) | 面積 (BRUNET / TRICART) | 研究範囲・大きさ 地図 (BRUNET, TRICART) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| I | Zone | Zone | 1er Grandeur (CT) (T) | 熱帯モンスーンアジア，アラブ世界 | $10^7$km² | 1 : 10,000,000 |
| II | Domaine | Domaine | 2e Grandeur (CT) (T) | ライン空間，バルカン，スカンジナビア | $10^6$ | 1 : 10,000,000～1 : 5,000,000 |
| IIIa | Province | Région naturelle | 3e Grandeur (CT) | ブルターニュ，地中海フランス，フランス北部 | $10^5$～$5\times10^4$ | 1 : 5,000,000 |
| IIIb | Région | | 4e Grandeur (CT)<br>3e Grandeur (T) | シャンパーニュ，アルザス平野 ボルドー地域 | $10^4$ | 1 : 200,000～1 : 100,000 |
| IV | Pays | | 5e Grandeur (CT)<br>4e Grandeur (T) | シャンパーニュ，ぶどう栽培地域，レッツ地方，パアルマニャック | $10^3$～$2\times10^2$ | 1 : 100,000～1 : 20,000 |
| V | Quartier | Géosystème | 6e, 7e Grandeur(CT)<br>5e Grandeur (T) | 農村のカルティエ 都市のカルティエ | $5\times10$～5 | 1 : 10,000～1 : 5,000 |
| VI | Ilot | Géofaciès | | 都市の一部 ilot, finage の terroir | $10^0$～$10^{-2}$ (1 km²～1 ha) | 1 : 2,000～1 : 1,000 |
| VII | Parcelle | Géotop | 6e Grandeur (T)<br>7e, 8e Grandeur (T) | 建物，一筆耕地 | $10^{-2}$～$10^{-4}$ (1 ha～1 a) | 1 : 500～1 : 100 |

註　CT : CAILLEUX et TRICART (1956), T : TRICART (1965)

BERTRAND (1968) は主に植物地理学の立場から，今日ほとんど使われなくなってしまったが，豊かな内容をもつ景観 paysage 概念の復活を試みる。まず彼は景観をつぎのように定義する。景観はばらばらなる地理的要素の単なる寄せ集めではない。ある一定の部分空間の上での物理的，生物的，人間的諸要素のディナミークな結果であり，それらの要素が互に弁証法的に作用し合ってユニークで絶えず変化して止まない総体が景観である。

この景観の分析にとって段階の概念は不可欠であり，分類システム système taxonomique によって段階と関係づけられ，景観が分類されるのである。BERTRAND は景観を構成する代表的要素に従って景観を上位単元 unités supérieures と下位単元 unité inférieures としてまず把え，前者は気候，構造的要素が強く作用し，zone, domaine, région に段階づけられ，植物地理的，人間的要素が勝る下位単元では géosystème, géofaciès, géotop の名称を与えた段階に分け，合計六段階に分類している。彼の研究は専ら下位単元について行なわれる。

a) géosystème はエコロジカル・ポテンシャル potentiel écologique, 生物環境 exploitation biologique そして人間活動の相互作用の結果として，ある相観的同質性をもつものであるが，1965年の TRICART は時空間段階の四～五の段階の大きさに位置づけられる。面積にして数 km² と数百 km² の間にある。ここでエコロジカル・ポテンシャルとは地形学的，気候学的，水文学的諸要因の結合であり，géosys-

tème においてはこれらのエコロジカルな条件が比較的安定している。

エコロジカル・ポテンシャルと生物環境との間にある均衡状態があるときは géosystème はクライマックスの状態にあるが，そうした状態は非常にまれであり，ディナミークなコンプレックスとして常に運動状態にある。したがって必ずしも géosystème はつねに相観的同質をしめすとはかぎらない。

b) géofaciés と géotop——géofaciès は géosystème の一般的進化の位相にあり，相観的に同質的なセクターである。平均数百 $m^2$ の広がりをもち，CAILLEUX et TRICART の第六段階に対応する。géosystème の場合と同様エコロジカル・ポテンシャルと生物環境に分けることができるが，この段階では後者が規定的作用をする。géosystème の中で，géofaciès は変化するモザイクを形成する。

さらにミクロな形態として数 $m^2$，数十 $m^2$ 段階のものがある。地上で直接確認される最小の地理的単位である。これを géotop と名づける。

このような景観単位の進化のシステムは，TRICART が明らかにしたように相互に弁証法的に作用し合い景観の一般的進化を規定する補完的あるいは敵対的にあらゆるエネルギーの形態を集めている。そしてこの進化のシステムは多少とも段層化された一連の要因と営力によつて明らかにされる。このことは景観を分類することを予想させる。BERTRAND は géosystème のディナミークな類型学 typologie に関して 1）進化のシステム，2）クライマックスに関して到達した段階，3）ディナミークな方向（前進的か後退的かあるいは安定的か）の三つの要素に従つて七つの類型に分けている。

1) 進化のシステムが生化学的要因，営力に規定される場合（地形的作用が弱いか全くなく，エコロジカル・ポテンシャルが安定している）1a. クライマックス，プレクライマックス，サブクライマックスの géosystème，1b. パラクライマックスの géosystème，1c 前進的 géosystème，1d 後退的 géosystème. 2）地形が規定的要因となる場合——2a. 自然的な地形形成の géosystème，2b. 人間作用による地形形成の後退的 géosystème.

以上われわれは現在フランスでみられる地域のシステムに関する三つの論文をかなり詳しく紹介してきた。それぞれ直接の対象とするところは異なつているが，根底はすべて同一であることがわかる。すなわち種々の地理的現象は個々の要素の寄せ集めではなく，各要素が相互に弁証法的に作用しあつた総体であるとの考えである。人文地理的現象も自然地理的現象もその点では全くかわらない。そしてそれらの総体は要素の種類，作用の仕方によつている。ある一定の広がりと形成の時間をもつている。すなわち時空間の階層性が成立している。三人の地域のシステムをそれぞれ関連づけながらまとめると表のような結果をうる。

なお上でとりあげてきた空間概念はいずれも同質性にもとずいた概念である。BRUNET も指摘しているように，とくに人文地域では求極地域 régions polarisées (focalisés) が存在する。この間の関係がどのようなものであるかについて大きな問題が残されている。

地学雑誌 83, 1 (1974)

# 北太平洋高気圧領域の経年変動

三 上 岳 彦*

## Areal Fluctuations of North Pacific Anticyclone

Takehiko MIKAMI

## I はじめに

中緯度高圧帯の一部分をなす北太平洋高気圧は，日本の夏の気候を支配する作用中心として重要な役割を果たしている。しかしながら，その経年変動や季節変化の詳細，あるいは中緯度偏西風や他の亜熱帯高気圧との関連などについてはまだ十分に解明されていない。それらを明らかにすることは長期予報に役立つばかりでなく，周辺地域の気候変動の解明に有効な手がかりを与える。

ところで，北太平洋高気圧に関しては，従来から種々の研究がなされてきているが，その消長の指標は必ずしも一致していない。それらを大別すると次の3通りになる[1)2)]。

〔A〕: その中心示度

〔B〕: その中心や軸の位置

〔C〕: その領域（面積）

〔A〕については，中心示度が高いことが必ずしもその勢力範囲の広いことと結びつかない点を考慮する必要がある。また北太平洋高気圧に関しては，洋上の観測点網が粗いために，その中心示度を正確に知ることが困難である。そのために，これを単独で指標に用いることは稀である。

〔B〕に関しては，一般に，その中心や軸の位置が北偏している場合を"強い"状態，反対に南偏している場合を"弱い"状態と解釈する。しかし，北偏している場合はとにかく，南偏しているからといつて一概に"弱い"と解釈することには問題がある。その中心や軸の位置が南偏していても，勢力範囲が拡大している場合（特に北側に）が考えられるからである。従来の研究ではこの点の検討が必ずしも十分でなかつたと思われる。〔B〕を北太平洋高気圧の指標として用いた研究例は比較的多い。例えば，速水・大内 (1968)[3)]は，北太平洋高気圧の中心位置の変動と台風経路の転向点との間に関連性が認められることを指摘している。また山本 (1972)[4)]は，北太平洋高気圧の中心位置の南北振動が東北日本の7月平均気温と密接な関連があると述べている。これらは，直接的に北太平洋高気圧の中心位置を求めているが，間接的にその位置を求めたものもある。例えば，山鹿(1970)[5)]は500mb 天気図で特定の等高線が140°Eの経線を切る北限の緯度を採用して，北太平洋高気圧の消長の指標としている。

〔C〕は北太平洋高気圧の領域(面積)の拡大・縮少をその消長の指標とするものであるが，どの範囲を高気圧の領域とするかが問題となるだろう。〔C〕を指標に用いた研究はほとんどなされていない。和田・朝倉(1967)[6)]，根本・久保木(1968)[7)]，根山 (1968)[8)] の報告中に数例が紹介されているにすぎない。他の亜熱帯高気圧については，吉野(1972)[2)] が南アジア高気圧の面積を計測した例がある。

以上のように，いずれも一長一短があり，研究目的によつて使い分けられるべきであろう。今回，筆者は，〔B〕と〔C〕を同時に表現できる方法を採用した。そこで，この方法にもとづき，500 mb 面における北太平洋高気圧の経年変動を調べ，中緯度偏西風や南アジア高気圧との関連を明らかにするとともに，日本の8月平均気温との関係について若干の考察を試みた。

* 東京大学大学院 Graduate School, Department of Geography, Faculty of Science, University of Tokyo.

## II 北太平洋高気圧領域の経年変動

1. 北太平洋高気圧領域面積の計測

高気圧の勢力範囲を，ある特定の等圧線や等高線で囲まれた領域で表わす場合，そのとり方が問題となることは前にも述べた。北太平洋高気圧についてこの点をまず検討した。

気象庁印刷天気図の 500 mb 等圧面高度図で北太平洋域に頻繁に現われる等高線として，5820 gpm, 5880gpm, 5940gpm の3本があげられる*。5820gpm の等高線は，周極していて北太平洋上で閉曲してはいないので，北太平洋高気圧領域としては不適当である。一方，5940 gpm の等高線で囲まれる領域は，閉曲してはいるが，出現頻度が低いために，不適当であると判断した。そこで，5880gpm の等高線について検討してみた結果，それがほぼ年間を通して北太平洋域に出現し，しかも常に閉曲していることが確かめられたので，この等高線で囲まれる領域を北太平洋高気圧領域とすることにした。

使用した資料は気象庁印刷天気図の毎日21時の 500mb 等圧面高度図で，計測範囲は110°E～130°W の扇形内である。

まず，5°×5°の緯線・経線からなる各メッシュ内に5880gpm の等高線で囲まれた領域が一定期間中に出現する度数を求めて百分率で表示し，これを北太平洋高気圧領域出現度数とした**。例えば，あるメッシュについて，30日間のうち5880 gpm の等高線の範囲内に入る日数が15日間あったとすれば，その出現度数は50%ということになる。実際の集計では，半旬単位に出現度数を読みとったが，今回はそれをさらに集計して月単位の出現度数を求めた。次にこの結果を用いて北太平洋高気圧の領域面積を求めた。すなわち各単位メッシュの面積にそれぞれの北太平洋高気圧領域出現度数を乗じて，110°E～130°W の範囲で合計平均することにより，北太平洋高気圧領域面積を算出した。この場合，単位メッシュの面積については，その中央の緯線の長さを基準にして緯度補正を行なった。

* 500mb 天気図上の等高線間隔は 60 gpm である。

** メッシュ内を5880gpm の等高線が通る場合は，5880gpm 以上の領域がそのメッシュの 50 %を越えれば北太平洋高気圧領域として読みとった。北太平洋上は，観測点密度が低いために，このような計測方法による誤差は無視できると考えられる。

2. 高気圧領域面積の経年変動

1961年～1970年の5月～10月について，前述の方法により，月別の高気圧領域面積を求めた*(第1図)。ここで，5880gpm の等高線で囲まれた領域中，特に30°N 以北にあたる部分の面積をもあわせ計測した。これは，高気圧領域の北方への拡大ないしは北上の指標とするためである。第1図から，次のことが認められる。

(i) 全領域面積は年により大きく変動する。因みに，月別の変動係数**を示すと，0.30（5月），0.24（6月），0.20（7月），0.15（8月），0.15（9月），0.15（10月）となる。

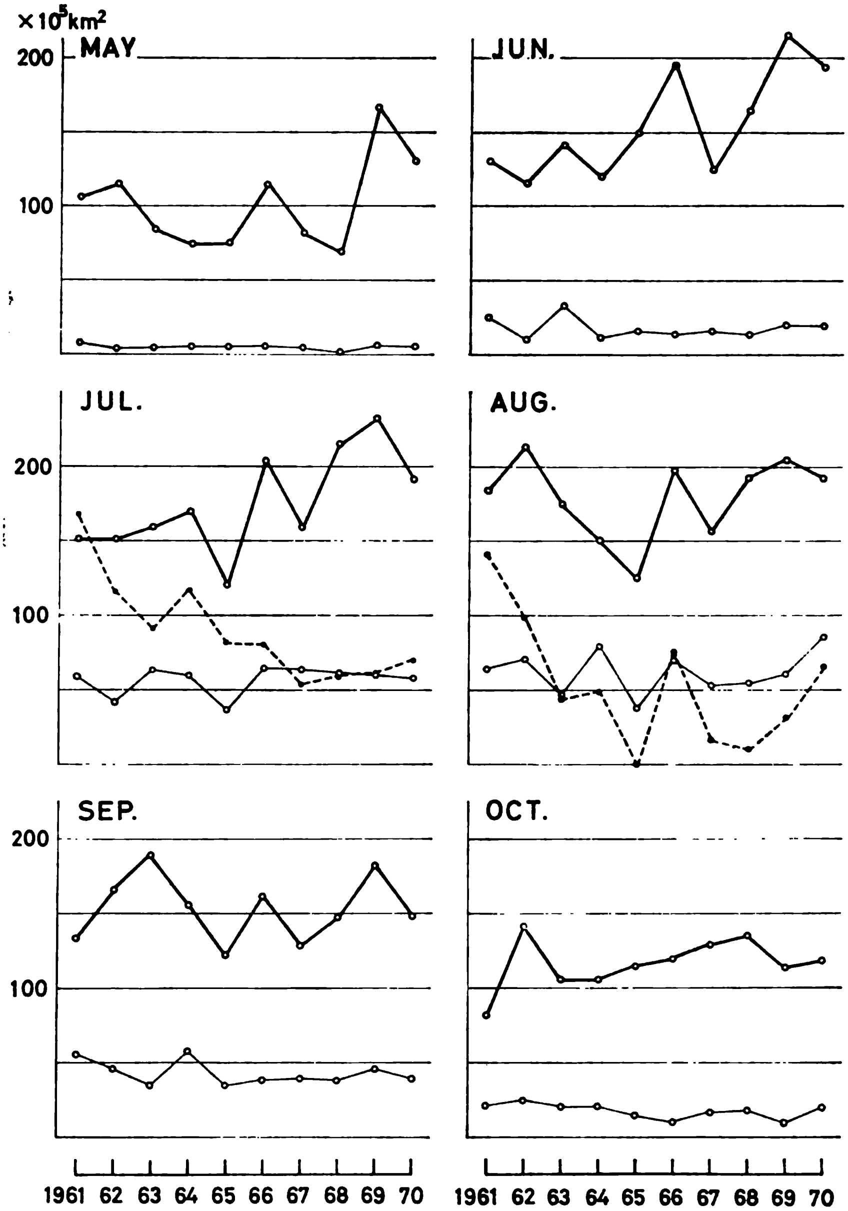
(ii) 全領域面積の変動傾向は，月により必ずしも類似していない。そこで，各月の間で相関係数を求めてみると，6月と7月は+0.75, 5月と8月は+0.67, 5月と6月は+0.65となり，有意な相関が認められる***のに対して，5月と10月は−0.05, 9月と10月は+0.03, 6月と10月は+0.05となり，無相関である。5月と6月および5月と8月がいずれも正の高相関があるのに対して，9月と10月に相関が認められないことは興味深い。

(iii) 全領域面積と30°N 以北の領域面積との間には，変動傾向について関連性が見られない。すなわち，高気圧の全領域が拡大しても，北方へ張り出さず，むしろ南側へ拡大する場合（例えば，1969年5月～7月）や，全領域は縮小したにもかかわらず，その軸の位置が北上したために，30°N 以北の領域面積はむしろ拡がる場合などがある（例えば，1964年8月・9月)。このように，高気圧の全領域の拡大・縮小とその北側領域の拡大・縮小とが必ずしも対応していないことからも明らかなように，高気圧の勢力を，単にその中心

* 集計最少単位が半旬であるために，暦上の月とはややずれる。

** 標準偏差を平均値で割った値。

*** 危険率5%で，$\gamma$（相関係数）の信頼限界は0.631である。




第1図 北太平洋高気圧領域面積（5月～10月）：全面積（太実線），30°N 以北面積(細実線)． 南アジア高気圧面積（7月， 8月）：全面積（破線）

や軸の位置とか，その領域の大小とかだけで表現することは適当でない。

(iv) 6月と7月の北太平洋高気圧領域の全面積には，60年代を通して拡大化の傾向が見られるのに対して，30°N 以北の領域面積はほとんど変化していない。これは，少なくともこの期間に関する限り，北太平洋高気圧領域の赤道方向への拡大を示すものと思われる。ただし，調査期間が短かいために，長期の変動傾向を示すものであるか否かについては確言することはできない。筆者

第1表　北太平洋高気圧領域面積と東西指数（40°N-60°N, 110°E～130°W）との相関係数

| | May | Jun. | Jul. | Aug. | Sep. | Oct. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Total area | +0.16 | −0.19 | −0.15 | −0.13 | −0.05 | −0.28 |
| Area north of30° N | +0.73 | +0.68 | +0.35 | +0.71 | +0.65 | +0.60 |

は，近年の中緯度高気圧の南側における干ばつ化，ならびに赤道地帯の多雨傾向と，上に述べた北太平洋高気圧領域の変位との間には何らかの関連があると推定しているが，それについては別の機会に論ずる。

3. 中緯度偏西風との関係

前節で明らかにされた北太平洋高気圧領域の経年変動は，大気大循環の変動とどのように関連しているのだろうか。ここでは，大気大循環の一部をなす中緯度偏西風と北太平洋高気圧領域との関係について検討してみたい。

北半球では，40°N～60°N の上層で偏西風が卓越している。その強さや流れの型は，その南側に位置する亜熱帯高気圧の消長と密接に関連していると考えられる。そこで，中緯度偏西風の強さや流れの型を表わす指標として東西指数を求め，北太平洋高気圧領域面積との相関係数を求めて両者の関係を検討した（第1表）。東西指数としては，500mb 面上の40°N と60°N の高度差を110°E～130°W の範囲で平均した値を用いた*。その結果，北太平洋高気圧の全領域面積は東西指数と無関係であることが明らかになった。一方，30°N以北の領域面積については，東西指数との間に正相関が認められた**。すなわち，中緯度偏西風が強く東西循環が卓越する年（高指数年）には，北太平洋高気圧領域は相対的に北上し，偏西風が弱く南北循環が卓越する年（低指数年）にはその領域は相対的に南下すると考えられる。

両者の関係をより明確に示すために，8月を例にとつて，高指数年と低指数年における北太平洋高気圧の変位を比較検討してみた。まず，1961年～1970年の8月の東西指数について，平年値（1961～1970）以上の5カ年を高指数年，また平年値以下の5カ年を低指数年とした*。それぞれに対応する高気圧領域の出現度数分布の合成図を作製し，両者を比較した（第2図）。図から明らかなように，高指数年における高気圧領域は，低指数年のそれと比較して相対的に北上している。特に，軸（破線）の位置でみると，180°以東ではあまり顕著でないが，日本に近い120°E～160°E 付近では緯度にして約5°の差が現われている。

大気循環型と亜熱帯高気圧との関係については，Reiter（1961）[9] や鈴木（1972）[10] のように，南北循環の強化には，高指数化と亜熱帯高気圧の拡大がともなうとする説もあり，大気循環の強さや型を，特定の緯度間の高度差のみで表現することの限界を示唆している。また山鹿（1970）[5] は，8月の北太平洋高気圧の消長と東西指数の関係について，期間のとり方により両者の相関が逆転することを指摘しているが，北太平洋高気圧の消長の指標のとり方にも問題があるのではないだろうか。

今回は，東西指数として，110°E～130°W における40°N と60°N との高度差をとつたが，その妥当性については十分に検証を行なわなかつた。この点は今後検討してゆく必要がある。

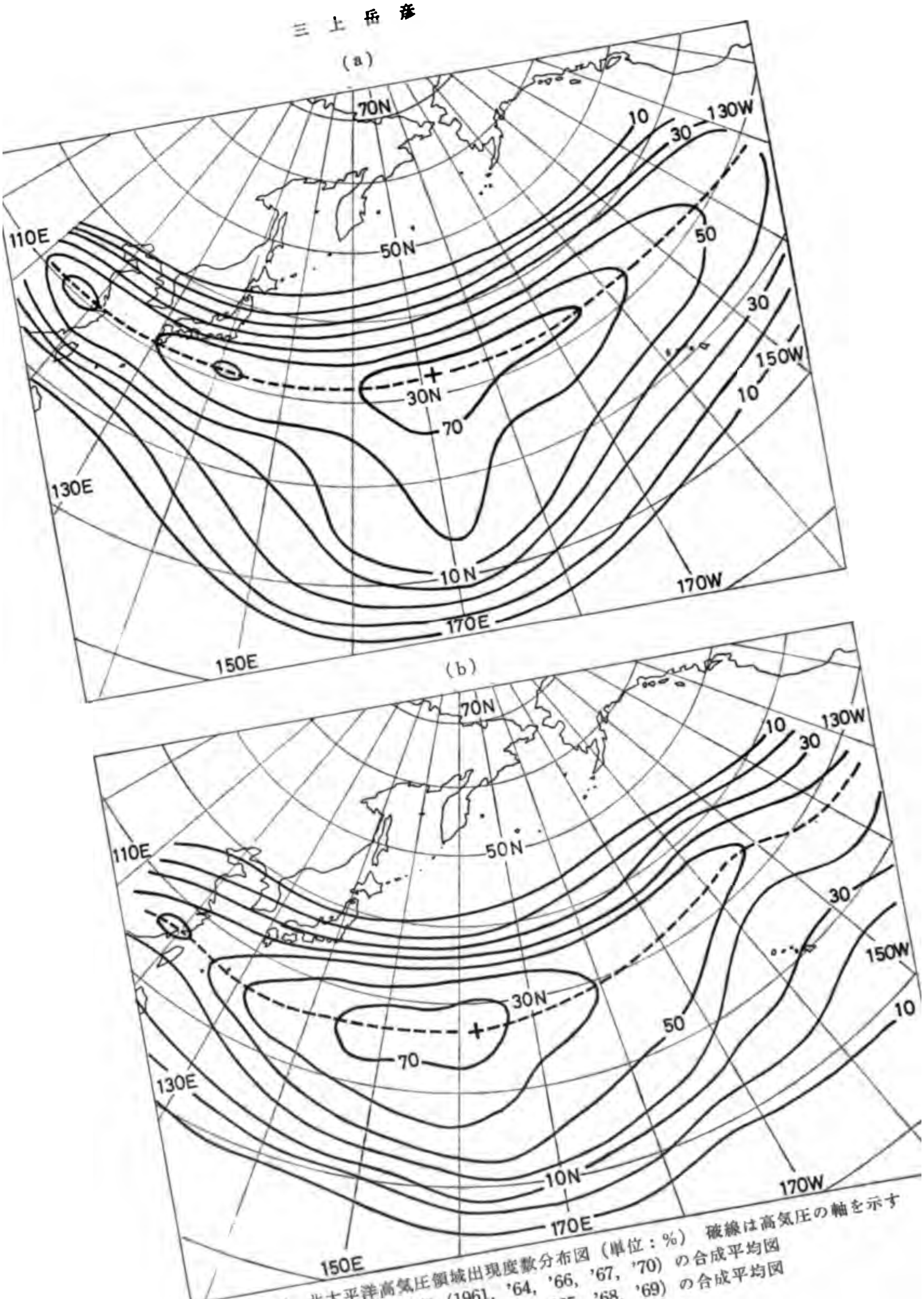
4. 南アジア高気圧との関係

最近，チベット高原上の上部対流圏から下部成層圏にかけて夏季に発達する南アジア高気圧が，日本の夏の天候との関連で注目されてきている。また，北太平洋高気圧と南アジア高気圧との関連が問題とされている。両者の関係については，必ずしも一致した見解は得られていない。

* 使用した資料
気象庁（1968）：北半球 500 mb 等圧面高度半旬平均値および偏差値。
気象庁（1967～1970）：季節予報資料。

** 危険率5％で検定すると，7月と10月を除いていずれも有意な関係が認められる。

* 高指数年（1961, '64, '66, '67, '70），低指数年（1962, '63, '65, '68, '69）




第２図　北太平洋高気圧領域出現度数分布図（単位：％）　破線は高気圧の軸を示す
**（a）　高指数年**（1961, '64, '66, '67, '70）の合成平均図
**（b）　低指数年**（1962, '63, '65, '68, '69）の合成平均図

DAO, et al. (1964)[11]は，両者の季節的推移を検討し，110°E 付近に南アジア高気圧のセルが形成されると，北太平洋高気圧は北西方向に張り出し，南アジア高気圧がチベット高原上に退却すると，北太平洋高気圧は南東進することを指摘している。朝倉 (1968[12]，1970[13]) は，日本の7月の天候が“北冷西暑”のときに南アジア高気圧は発達し，北太平洋高気圧は弱まり，逆に“北暑西冷”のときには北太平洋高気圧は強いが，南アジア高気圧は弱いと論じている。一方，NEYAMA (1965[14]，1968[15]) は，両高気圧は，その垂直構造から見かけ上重畳しているが，強弱の関係は認められないと述べている。

このように，両高気圧の関係については定説が得られていないが，その一因としては，高気圧の勢力の指標のとり方による差異が考えられる。例えば，30°N・140°E といった特定格子点の高度との同時相関図を作成する方法がとられることがある。この方法は，確かに高度場の空間的分布を半球規模でとらえることができる点ですぐれているが，亜熱帯高気圧の強さをただ一つの格子点の高度で代表させるという点では若干疑問の余地が残る。そこで，両高気圧の関係を，その領域面積を用いて明らかにすることを試みた。

最近，吉野(1972)[2] により，南アジア高気圧の面積が計測されたので，その結果を用いて北太平洋高気圧領域面積との関係を調べた。7月と8月について，南アジア高気圧の面積の経年変動を示した(第1図)。また両高気圧面積の間の相関係数を求めた。

その結果，7月には−0.46，8月には+0.49となり，7月と8月で相関の逆転が認められた。このような相関の逆転現象が，地上の天候分布にも差違をもたらすと考えられるが，それについては別の機会に論ずる。

IIの2．において，筆者は北太平洋高気圧領域に60年代を通して拡大化の傾向が認められることを指摘したが，第1図から，7月の南アジア高気圧の面積（破線で示す）には逆に縮少化の傾向を読みとることができる。一方，8月については，顕著な変動傾向の差は認められず，むしろ1964年～1967年に明瞭に示されるようなほぼ類似の変動傾向*にその特徴があらわれている。

## III　北太平洋高気圧領域と日本の8月平均気温の関係についての若干の検討

前章では，北太平洋高気圧領域の経年変動と東西指数や南アジア高気圧との関係について論じた。その結果，北太平洋高気圧領域は予想以上に大きく年々変動することが明らかになつた。このような，いわば作用中心の変動は，当然その周辺地域の気候に何らかの影響を及ぼすであろう。

一般に，日本の夏季の天候，特に8月の平均気温は北太平洋高気圧の消長と深い関連があるとされている。例えば福井(1964)[16]は，北太平洋高気圧の発達にともなう晴天と降雨の減少によつて気温の上昇がもたらされると述べている。TSUCHIYA (1967)[17]は，水戸における気圧と気温のデータから，8月の場合には気圧が高いと高温，低いと低温という関係が，月平均気温と日最高気温の月平均に認められることを指摘している。また和田 (1969)[18] によれば，中緯度高気圧が強く，高度の正偏差域が日本をおおうような場合には，その地域では典型的な高温かんばつ型の天候となり，反対に中緯度高気圧の軸が南偏し，日本が負偏差域に入る場合は不順な天候になる。さらに，山本 (1972)[4]は，北太平洋高気圧の活動の程度をあらわす帯状指数を設定し，日本各地の7月平均気温との相関係数を求めた結果，北太平洋高気圧の勢力や中心位置の変動が日本列島の気温に明瞭に反映していることを明らかにしている。一方，根山 (1968)[8] は，地上での太平洋地域における8月平均気圧の平年偏差と日本各地の8月平均地上気温偏差とを比較検討した結果，北太平洋高気圧が強くても必ずしも日本の気温は高くなく，また弱くても低くなく，両者の間にはよい対応関係が認められないと述べている。しかしこの場合，北太平洋高気圧の強さを西太平洋の地上気圧偏差の符号で表現しようとした点に若干の疑問が持たれる。

上記の例からも明らかなように，従来は北太平洋高気圧の消長を表わす場合，等圧面高度や地上

* この期間中で相関係数を求めると，+0.90となり，かなり高い相関が認められる。

第2表　8月平均気温平年偏差（平年値 1961～1970）

| | North East Japan | Central Japan | South West Japan | Whole Country |
|---|---|---|---|---|
| 1961 | +0.62 | +0.22 | +0.37 | +0.40 |
| 1962 | −0.04 | +0.42 | −0.17 | +0.07 |
| 1963 | −0.14 | −0.59 | −0.77 | −0.50 |
| 1964 | +0.07 | +0.71 | +0.60 | +0.47 |
| 1965 | +0.19 | −0.30 | −0.46 | −0.19 |
| 1966 | −0.04 | +0.05 | +0.41 | +0.14 |
| 1967 | +0.83 | +0.53 | +0.75 | +0.70 |
| 1968 | −0.55 | −0.52 | −0.74 | −0.60 |
| 1969 | −1.05 | −0.39 | −0.05 | −0.50 |
| 1970 | +0.10 | −0.26 | −0.15 | −0.10 |

第3表　8月平均気温平年偏差の分布型およびその該当年

| | North East Japan | Central Japan | South West Japan | Corresponding Years |
|---|---|---|---|---|
| Warm summer types | + | + | + | 1961, 1964, 1967 |
| Cool summer types | − | − | − | 1963, 1968, 1969 |
| | + | − | − | 1965, 1970 |
| Other types | − | + | − | 1962 |
| | − | + | + | 1966 |

気圧の偏差を用いることが多かつた。そこで，筆者はこれまでほとんど議論されることのなかった北太平洋高気圧領域の面積や変位と日本の夏季気温との関係を明らかにすることを試みた。

1．資料の整理方法

日本における8月平均気温の平年偏差の分布を調べるために，全国を東北・中央・西南日本に3区分した*。それぞれについて10地点の気象官署を選び**，資料にもとづき***，8月の月平均気温偏差****を求めた（第2表）。表からも明らかなとおり，偏差の符号は必ずしも全国的に一致していない。そこで，まず偏差の絶対値を考慮せずに，その符号だけで全国の気温分布型を分類すると，第3表に示されるように，全国的に正偏差となる暑夏型，反対に全国的に負偏差となる冷夏型，および偏差の符号の一致しないその他の型，に大きく分けることができる。次に，暑夏型に該当する3カ年と冷夏型に該当する3カ年について，全国平均した偏差の絶対値を調べてみると，前者は上位3カ年（+0.70, +0.47, +0.40）後者は下位3カ年（−0.60, −0.50, −0.50）に相当しており，典型的な暑夏と冷夏であったと考えられる。

そこで，この両者の型のあらわれるそれぞれ3カ年について，北太平洋高気圧領域の面積やその変位を比較検討することにした。

2．結果と考察

1）北太平洋高気圧領域面積の比較

暑夏型と冷夏型に対応する北太平洋高気圧領域の面積を比較してみると，全面積は前者よりも後者の方が大きいが，30°N 以北の面積は逆に前者

* 38°N 以北を東北日本，38°N 以南・136°E 以東を中央日本，136°E 以西を西南日本とした。

** 東北日本：稚内・旭川・網走・釧路・寿都・函館・青森・秋田・宮古・仙台
中央日本：小名浜・富山・高田・前橋・名古屋・甲府・銚子・御前崎・東京・八丈島
西南日本：鳥取・広島・岡山・神戸・潮岬・大分・長崎・宮崎・高松・高知

*** 気象庁観測技術資料，第37号，累年気候表（1961～1970）

**** ここでは1961年～1970年の10年間の平均値からの偏差をとる。

第４表　暑夏型・冷夏型に対応する北太平洋高気圧領域面積と東西指数

| Summer types | Year | Area of North Pacific Anticyclone (×10⁵km²) (A) Total | (B) North of 30°N | $\frac{B}{A}\times 100(\%)$ | Zonal Index (40°N-60°N, 110°E~130°W) |
|---|---|---|---|---|---|
| Warm summers | 1961, '64, '67 | 163.6 | 65.4 | 40.0 | 255 |
| Cool summers | 1963, '68, '69 | 190.0 | 54.2 | 28.5 | 192 |

の方が後者よりも大きくなつている(第４表)。すなわち，北太平洋高気圧領域は，冷夏におけるよりも暑夏における方が相対的に北に位置している。因みに，30°N 以北の面積が全面積に占める割合を求めてみると，暑夏型では40.0%であるのに対して冷夏型では28.5%となり，両者の変位の違いが明らかに認められる。

2)　東西指数の比較

前章で，８月の北太平洋高気圧領域は，低指数年よりも高指数年の方が相対的に北偏していることを指摘した。その際，高指数年として1961年・1964年・1966年・1967年・1970年の５カ年，低指数年として1962年・1963年・1965年・1968年・1969年の５カ年とに分けた。これらと，気温偏差にもとづいて選び出した暑夏年および冷夏年との関係をみると，暑夏年は高指数年に，冷夏年は低指数年にそれぞれ含まれていることがわかる。このような事実と，第４表に示されている暑夏年と冷夏年における東西指数の合成平均の平年偏差値とから，東西指数と８月平均気温との関係について次のように要約することができる。すなわち，暑夏年は冷夏年にくらべて東西指数は高くなるが，逆に，東西指数の高い年が暑夏になるとは限らない。例えば，1970年８月の東西指数は271gpm(平年偏差：+39gpm）で，かなり高かつたにもかかわらず，月平均気温は中央・西南日本で負偏差となつている(第２表)。

3)　高気圧領域出現度数分布の比較

暑夏年と冷夏年について，それぞれ北太平洋高気圧領域の出現度数分布の合成図を作製した（第３図)。これらを比較検討してその特徴を次に列挙する。

（a）　暑夏年：50%以上の出現領域は，西南日本の130°E 付近から東に帯状にのびて 180° 付近に達し，一方中国大陸南部（華南付近）にも独立したセルが現われている。これらの高出現領域の中心を連ねた軸（破線で示す）は，110°E~170°W ではほぼ28°N 付近を，160°W~130°W では32°N 付近を通つている。北太平洋高気圧領域の中心（出現度数の最も高い部分）は，日本の南岸沖の28°N・136°E 付近にある。

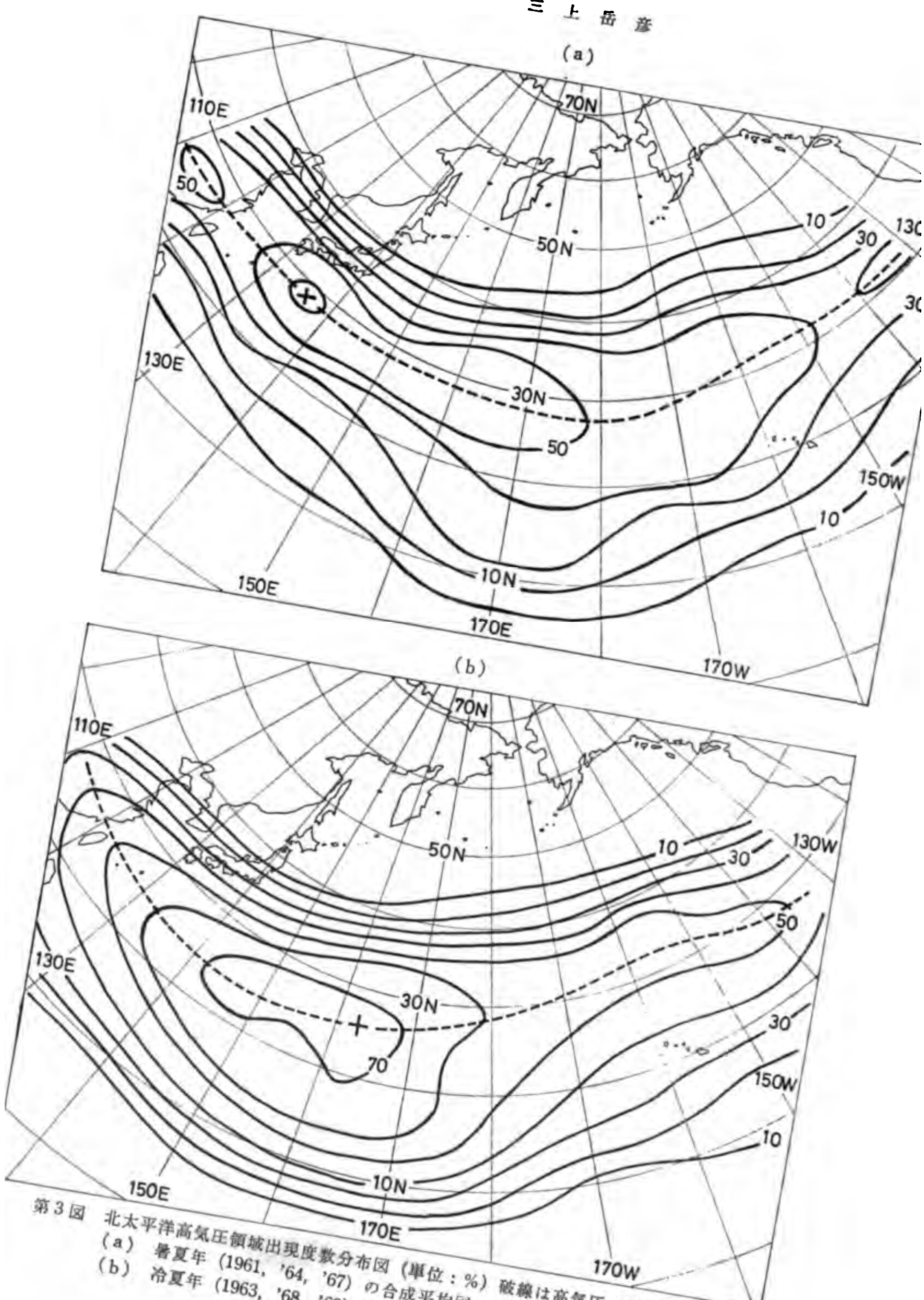
（b）　冷夏年：50%以上の出現領域は 120°E~140°W の広い範囲を占め，150°E~180°では10°N 近くまで張り出している。さらに暑夏年には存在していなかつた70%以上の高出現領域が140°E~170°E に現われている。軸の位置は 130°E~160°E 付近で24°N~25°N にあるが，150°E 以東では暑夏年の場合とほとんど変わらない。中心は日本のはるか南東方向の 26°N・163°E 付近にあり，暑夏年には明瞭に出現していた華南付近の独立したセルは消滅している。

このことから，暑夏年と冷夏年の高気圧出現度数分布の最も顕著な差異は，その中心や軸の位置に現れているということができる。すなわち，暑夏年においては高気圧領域の中心位置は冷夏年にくらべて北西偏しており，軸の位置も相対的に北上している。ところが高気圧の全領域は冷夏年の方が暑夏年よりもむしろ拡大しており，特に赤道側への拡大が著しい点が注目される。

## VI　まとめ

暖候季の北太平洋高気圧について，500 mb 等圧面天気図の5880gpm で囲まれた領域に注目して，その経年変動を調査するとともに，大気環流や南アジア高気圧との関係，さらに日本の８月平均気温との関係などを検討・考察した。その結果を要約すると次のようになる。

(1) 北太平洋高気圧領域の全面積と30°N 以北の面積とでは，その経年変動傾向に関連性が認められない。




第3図　北太平洋高気圧領域出現度数分布図（単位：％）破線は高気圧の軸を示す
（a）　暑夏年（1961，'64，'67）の合成平均図
（b）　冷夏年（1963，'68，'69）の合成平均図

(2) 東西指数と北太平洋高気圧の全領域とは無関係である。しかし，30°N 以北の領域は東西指数と正相関がある。

(3) 南アジア高気圧との関係については，7月 (r=−0.46) と8月 (r=+0.49) で相関が逆転する事実が認められた。

(4) 日本の8月平均気温分布から，暑夏年と冷夏年に分類して，北太平洋高気圧領域を比較検討した結果，暑夏年の方が冷夏年におけるよりも相対的に北偏しているにもかかわらず，その全領域面積は縮少していることが明らかになつた。

今後の研究課題としては，今回行なつた10年間という短期間の変動から得られた結果をふまえて，さらに長期間にわたる北太平洋高気圧の変動を明らかにし，日本を含む周辺地域の気候変動を解明する一つの手がかりとしてゆくことが必要であろう。

本稿作成にあたり，終始御指導いただいた東京都立大学矢沢大二教授，東京大学鈴木秀夫助教授に深く感謝いたします。

## 引用文献


1) 山本武夫 (1968)：日本の気候に認められる長期傾向と北半球気候変動の関連．気象研究ノート，97，253-264.
2) 吉野正敏(1972)：100mb 面における夏の南アジア高気圧の面積．地理評，45，368-371.
3) 速水頌一郎・大内正夫 (1968)：台風経路の長期変動．気象研究ノート，97，277-285.
4) 山本武夫(1972)：極東における降水量の長期変動．地学雑誌，81，199-222.
5) 山鹿　延 (1970)：8月における太平洋高気圧の消長の予想法について．天気，17，415-419.
6) 和田英夫・朝倉　正 (1967)：暖候期予報法の検討．気象庁研究時報，19，124-159.
7) 根本順吉・久保木光熙 (1968)：暖候期予報法の検討．気象庁研究時報，20，248-292.
8) 根山芳晴 (1968)：太平洋高気圧の構造と気候変動．気象研究ノート，97，294-312.
9) REITER, E. R. (1961) : Meteorologie der Strahlströme (Jet Stream). Wien.
10) 鈴木秀夫 (1972)：ヴュルム氷期の世界の気候．第四紀研究，11，171-180.
11) DAO Shin-yen, CHU Fu-kang (1964) : The 100-mb Flow Patterns in Southern Asia in Summer and its Relation to the Advance and Retreat of the West-Pacific Subtropical Anticyclone over the Far East. *Acta Meteorologica Sinica*, 34, 385-396.
12) ASAKURA, T. (1968) : Dynamic Climatology of Atmospheric Circulation over East Asia centered in Japan. *Papers in Met. and Geophys.*, 19, 1-68.
13) 朝倉　正 (1970)：日本の気候変動と大気の熱冷源の研究 (I)—チベット高気圧と日本の天候—．気象研究ノート，105，277-290.
14) NEYAMA, Y. (1965) : A Relationship between the 100 mb Anticyclone over Asia and the Ogasawara Anticyclone. *J. Met. Soc. Japan*, 43, 284-289.
15) NEYAMA, Y. (1968) : The Morphology of the Subtropical Anticyclone. *J. Met. Soc. Japan*, 46, 431-441.
16) 福井英一郎 (1964)：日本における盛夏の小乾燥季について．地理評，37，531-547.
17) TSUCHIYA, I. (1967) : Dynamic Climatological Studies on the Meandering of Westerlies and the Japanese Climate. *Papers in Met. and Geophys.*, 18, 27-76.
18) 和田英夫 (1969)：長期予報新講．地人書館．


(1973年12月12日受理)

地学雑誌 83, 1 (1974)

# 北海道東部の ice-wedge cast

小　疇　　尚*・野　上　道　男**・岩　田　修　二**

## Ice-wedge casts in eastern Hokkaido, Japan

Takashi KOAZE*, Michio NOGAMI**, Shuji IWATA**

**ABSTRACT**

Recently some ice-wedge casts or pseudo structures have been reported in the lowlands of Hokkaido. In present paper ice-wedge casts in three localities (Fig. 1) are surveyed and described in detail.

Ice-wedge casts consisting of fine materials driven from superficial deposits cut through stratified volcanic ash or terrace gravel. They have V-shaped structure normally and it's variations in some cases as much as about 2 m long and as much as 1-2 m wide at the top. Along the side walls of wedges there are found clay flaps and distortion, especially up-turning of strata, and within the walls aligned stones.

Large scale polygons and white patches are interpreted from air photos at Shimosahoro and Kamishunbetsu. At Chiraibetsu the wedges are supposed to form polygonal patterns on the densely vegetated ground surface judging from strikes of the wedges in vertical exposures.

Erimo Volcanic Sand, which had been the uppermost active layer of frozen ground and filled up wedges when ice melt, dates approximately 32,000 $^{14}$C years. No ice-wedge cast has yet been found in another horizon of air-laid volcanic deposits. Thus the coldest phase of climate during the Last Glacial is thirties thousand years BP.

Based on Péwé's observations (1966), decreasing of temperature at the time should be estimated as 12°-14°C in the lowlands ef eastern Hokkaido where present mean annual temperature is nearly+6°C.

## I　はじめに

北海道東部の各地に，involution や化石構造土などの化石周氷河現象とは形態が異なる，楔状の構造をもつ断面がみられた。それらのうち，露頭の状態が良く，しかも段丘面形成期または堆積物の時代が比較的よくわかつている十勝清水　下佐幌・根釧原野　上春別（かみしゅんべつ）・宗谷地方　知来別（ちらいべつ）の3カ所のものについて調査した(第1図)。前二者については，1973年度第四紀学会・研究発表会において概要を発表した(小疇・野上・岩田：1973 a)。後者はその後に見出したものである。楔状構造の断面は鈴木秀夫によつて，稚内で発見され，化石氷楔と推定され(鈴木：1960)，日高地方の富川にも存在することが報告された(鈴木：1962)。その後，札幌付近の豊平川の河岸段丘(藤木：1963)，青森県　八戸付近の段丘(WAKO：1966)，中湧別付近の段丘(小疇：1973)にも同様の断面形が見出

* 明治大学文学部地理学教室 Institute of Geography, Faculty of Literature, Meiji University.
** 東京都立大学理学部地理学教室 Department of Geography, Faculty of Science, Tokyo Metropolitan University.




Fig. 1 Mean annual temperature locations surveyed 1 : Shimosahoro 2 : Chiraibetsu 3 : Kamishunbetsu

され，いずれも化石氷楔と解釈されている。倶知安の段丘にもみられるようである (NISHIMURA et al. : 1972) が，くわしい記載はない。以上の報告は，いずれも断面形態についての記載が簡単で，化石氷楔の判断基準が示されていないものもある。したがって，これまでに報告されたこれらの断面形態が，すべて同種のものかどうかはっきりしない。また，以下に述べる筆者らの見出したものと同一物であるかどうかも不明である。

ここでは，北海道東部の上記3地点にみられる楔状構造をもつ断面形態の特徴を記載し，それが ice wedge に由来するもの，すなわち ice-wedge cast であると断定し，その形成期と当時の環境について若干の考察をおこなった。東部北海道の化石周氷河現象全般にわたる諸問題については，別稿で述べる (小疇・野上・岩田 : 1973 b)。

## II 楔状構造をもつ断面形態の記載

### 1. 十勝清水 下佐幌の露頭

観察地点は，道々・清水―鹿追線が佐幌川と十勝川のあいだの段丘面から十勝川の沖積地へ下る，清水町 下佐幌の切り通しで，海抜約170 m である。1972年，道路の直線化のため延長200 m 以上の切り通しが作られた際，切り取りの終った段丘崖に近い法面に，第2図に示すような化石周氷河現象が観察された。この段丘は十勝団研 (1968)・国府谷ほか (1969) によって下佐幌面とよばれており，基盤の池田層を切って堆積した，厚さ数 m の段丘礫層を，約8 m の火山灰層がおおっている。火山灰層と段丘礫層の境は，平滑ではなく，小規模な礫の立ちあがりがみられる。このことから，融凍攪拌作用は礫層上部にまで及んだと考えられる。しかし礫層への影響は微弱であり，ここでは問題にしない。

顕著な化石周氷河現象は，段丘面上の地表下数10 cm～1 m の黒バンドから下8 m までの洪積火

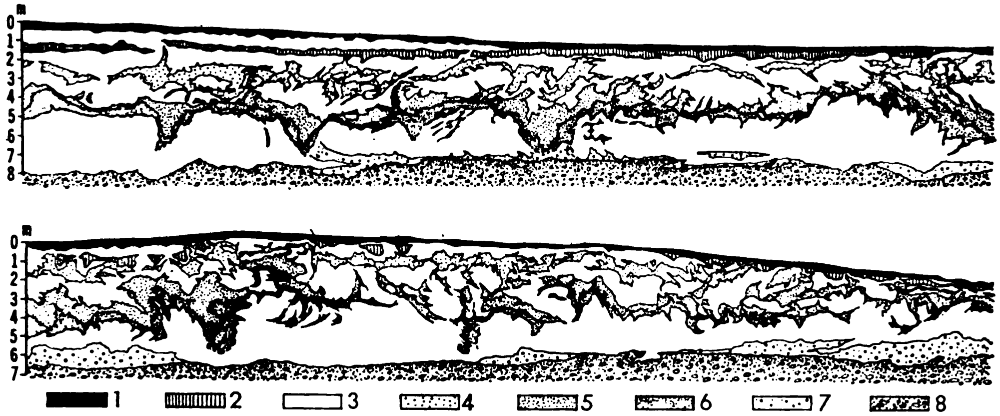



Fig. 2 Ice-wedge casts at Shimosahoro

1 : humic soil 2 : buried humic soil 3 : volcanic ash 4 : Obihiro Volcanic Sand (15,400–22,500 $^{14}$C yr, BP) 5 : Erimo Volcanic Sand (32,200 $^{14}$C yr, BP) 6 : Black Volcanic Sand 7 : sand and gravel with volcanic sand 8 : terrace gravel

山灰層中に認められる。火山灰層中に挾在する軽石層によつて，複雑な化石周氷河現象の断面形が細部まで明瞭に表わされている。このうち，地表下4～5mの黒色火山砂層（野川ほか：1972）および襟裳火山砂層（貝塚：1956，支笏降下軽石・Spfa; 北海道火山灰命名委員会：1972）はV字状に断ち切れた下位層中に落ち込んだような，あるいは下位層中に楔状に割り込んだような構造を示す。この形態は，下位の地層が上位の地層中に延びあがるようなかたちをしているごく普通のinvolution とは明瞭に区別できる。楔は上端の幅，高さとも1.5～2m，上部がかなり開いたV字状となつている。楔の側面では，火山灰と火山砂の境が鋭角的な小凹凸となつて，不規則に分岐している部分(clay flaps; MORGAN：1971)もある。また下端が枝分かれしたり，わん曲したりして，左右対称になつていないのが普通である。段丘崖に近づくにつれて，楔はおしつぶされたか横におし倒されたような複雑な形態のものに移行し，段丘崖の手前で消滅する。このような楔が，切通しの法面に7～20mの間隔であらわれている。

上記二層の火山砂層は，楔の両脇で厚みを増し，火山砂層と下位の火山灰層の境も周囲よりやや高まる傾向が認められる。楔と楔の間でこれらの火山砂層には involution がみられる。上位の火山灰層中に，細長く数10cm～1.5mも斜めにのびあがり，数10cm大の不定形のブロックとなつて，火山灰層中に取り込まれていることもある。しかしこれらの火山砂層は，層厚の薄い部分でも約20cmの厚みを保ち，層として連続している。

襟裳火山砂層の上位1.5～2mに存在する帯広火山砂層（貝塚：1956，恵庭降下軽石・En-a，北海道火山灰命名委員会：1972）も融凍攪拌によつて大きく動かされており，その involution の波高は最大3mに達する。帯広火山砂層が下位の火山灰層中に落ち込んだような構造の部分もある。しかし，これらはいずれも小規模なうえ，大きさ，形態ともふぞろいであり，楔状というよりもむしろ，下位の火山灰層中に低角度で脈状に貫入したような形態をとることが多い。したがつて，これを前記の楔状構造と同一視することはできない。帯広火山砂層の involution の波長は，大きくみれば下位の火山砂層の楔の間隔に，ほぼ一致するようである。すなわち，下部の楔の直上で帯広火山砂層は低下し，一般に楔と楔の間で上方へ盛あがる傾向がみられる。盛りあがつた部分では帯広火山砂層が薄くなり，層がとぎれていることが多い。そのような部分では，下位の襟裳火山砂が斜め上に細長く伸びあがつてきている。このようにあいだに1～2mの火山灰をはさみながら，上下の火山砂層の層の乱れにかなりの平行性がみられることは，両者がまつたく無関係に形成されたものでないことを示唆する。

段丘崖に近づくにつれて，火山灰層は上位のものから失なわれるようなかたちで，全体として層厚が徐々に減少する。それにともない，帯広火山砂の involution も判別が困難になり，層自体も消滅する。下位の襟裳火山砂および黒色火山砂も同様に，火山灰と混り合い，層を識別できなくなる。これは融凍流土(solifluction)によつて，当時の表土が流亡したことを示すものと考えられる。段丘面上では表土の黒土に混入して識別できなかつた，数枚の沖積火山灰層が，段丘崖の緩傾斜部ではまつたく乱されずに，1～2mの厚さで堆積している。

なお，露頭断面では楔の走向はわからない。ほぼこの層準を水平に切つた路床や側溝でも，楔を判別することができず，断面でみられた楔が平面的にどのような模様を作つているのかわからない。畑地になつている段丘面にも，楔の作る平面形は表われていないが，縮尺約5,000分の1の空中写真引伸し陰画（HO-69-4X，C6～9）には，観察地点付近一帯に直径数mm，周囲がぼやけた白斑が多数判読される。この白斑は下佐幌の段丘の肩に近い部分や，ごく浅い凹みの周囲に多く認められる。しかしこの段丘面より下位の地形面には，白斑はまつたくみられない。白斑に対応する微起伏は現地でも空中写真からも認めることができないので，白斑はクロップマークであろうと考えられる。土壌水分の差を生ずる原因が，地表下の比較的浅いところにあるとすれば，地表から火山砂層までの深さとその厚さが，作物の生育に何らかの影響をあたえているものと予想される。すなわち，空中写真にあらわれた白斑は化石

周氷河現象に起因しているうたがいがもたれる。しかし白斑と化石周氷河現象の平面パターンとの対応関係は確認していない。

2．宗谷　知来別の露頭

オホーツク海沿岸北部，知来別の南東3.5 kmにある段丘上の砂利採取場の露頭に，多数の楔状構造の断面がみられる。段丘は，40 m強の海抜高度をもち中礫以下の淘汰の良い円礫層から成る海成段丘で，阪口(1959)のC面，重粘地グループ(1967)のポンニタチナイ面，第四紀総研北海道グループ(1969)の第2段丘に相当する。段丘面は宗谷岬付近の皿状谷(鈴木：1960)に似た，平底の浅く開いた谷によって開析されている。この砂利採取場は下位の面との段丘崖(旧汀線高度：約30 m)と浅い皿状谷にはさまれて残った段丘面上にあり，露頭の長さは300 m以上，高さは5 mにおよぶ。この連続露頭で楔状構造は平均10 m弱の間隔であらわれている。

楔状構造の形態はさまざまであるが，代表的なものは第3図に示すように，上端で幅1 m弱，中ほどで幅20～30 cm，高さ1.5～2 m強の幅のせまいV字状，または上端部のみが広く開いたV字形ないし漏斗状で，楔の下部がわん曲しているものが多い。楔の両脇では，楔に断ち切られた段丘礫層が逆に上方へまくれあがっている。層のまくれあがりは上部ほど著しく，楔の側壁部で層理面が直立していることがある(第3図)。このほかの形態をとるものをあげると，上から下まで幅10 cm前後で斜めに礫層を切っているもの，V字型をした楔の下端から数cm幅の亀裂がさらに下方へ1 m以上のびているもの，楔の上端から1.5 m付近を境にして上部が幅の狭いV字状，下部がそれと対称な逆V字状で，細い砂時計のような形態のものなどがみられる。いずれの形態のものも高さ2 m以上のものは少なく，3 m以上に達するものはない。成層した礫層を断ち切る楔は，その側壁から崩落した砂礫と，段丘を50～80 cmの厚さでおおう，融凍流土堆積物 (solifluction deposits) によって充たされている。この堆積物は現地表に平行に，段丘礫層を切って堆積しており，段丘崖を流下して下位の段丘面に達している。これは，よく水洗された海成の段丘礫層にくらべ暗色の細砂・シルトに富み円礫を含むが無層理，無淘汰を特徴とする。この堆積物は段丘礫層よりもかなりルーズなため両者の境には植物の根が密集し，有機物の薄層が形成されている。このように，両者の色調，堆積相のちがいによって，その接触面が明瞭に判別でき，さらに楔の側壁に密着して立っている礫 (aligned pebbles; MORGAN: 1971) が存在したり，シルトの膜が側壁をおおっているところがあるため，楔の識別は容易である。露頭面には，数mにわたって楔の側壁が露出している部分がみられる。また，2つの楔の交点があらわれ，前記の規模よりも見かけの大きな楔状構造も認められる。楔の側壁の走向からみても，楔はあらゆる方向にのびていると判断される。したがって，それらは当然，互に交わったり交差したりし，平面的に見れば多角形の網目模様を作っているはずである。しかし，現地では，草におおわれた部分でも，表土のみを削り取った部分でも，楔のつくる平面形は確認することができなかった。空中写真についてはまだ検討していない。

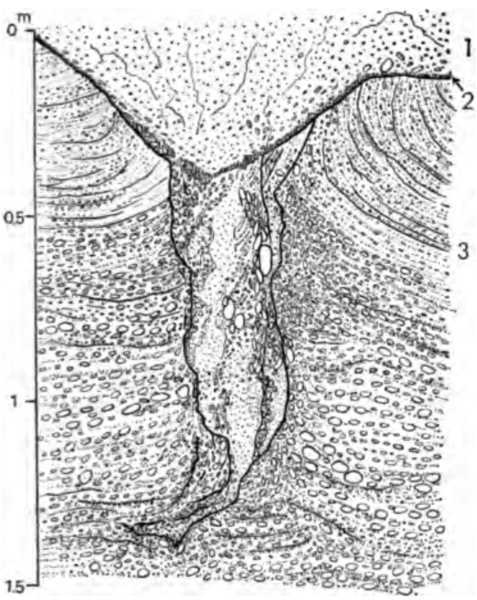



Fig. 3　Ice-wedge cast at Chiraibetsu
1 : solifluction deposits　2 : film of organic matters　3 : terrace gravel

3．根釧原野　上春別の露頭

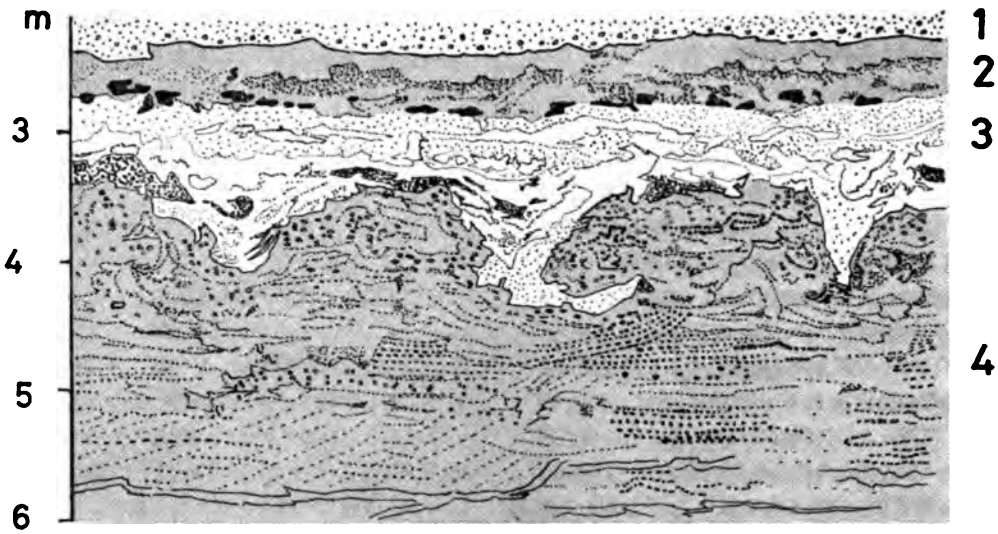



Fig. 4 Ice-wedge casts at Kamishunbetsu
1 : Ma-1 pumice (8,420 $^{14}$C yr. BP) 2 : Mashu-Loam volcanic ash (11,720 $^{14}$C yr. BP)
3 : upper part of Pumiceous-Loam 4 : terrace gravel

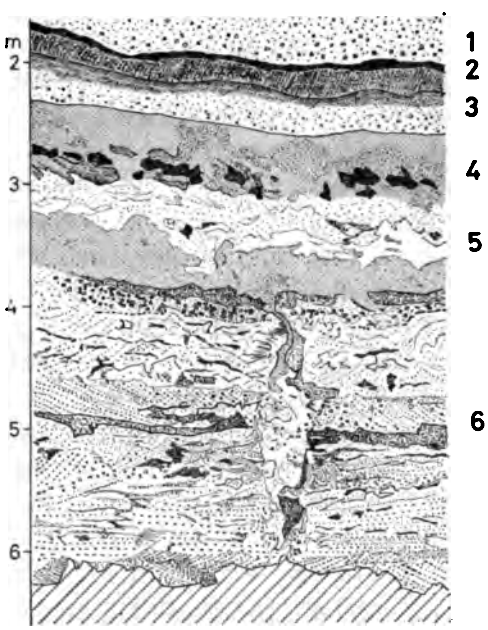



Fig. 5 Ice-wedge cast at Kamishunbetsu
1 : Ma-i pumice 2 : Ma-j volcanic ash
3 : Ma-l pumice 4 : Mashu-Loam volcanic ash 5 : upper part of Pumiceous-Loam
6 : terrace gravel

根釧原野上春別市街の 北西約2kmの48線と南6号が交叉するところに大規模な砂利採取場がある。砂利採取場は根釧原野面をおおって発達する上春別面にあり， 海抜高度は約75mである。上春別面をつくる扇状地性の砂礫層は，細粒の円磨された火山岩礫や軽石礫からなつており，ラミナが発達している。砂礫層は，軽石質ローム層(第四紀総研北海道グループ：1969) の上半部のスコリア・軽石・火山灰によつておおわれ，さらにその上を摩周火山の沖積火山灰によつて覆われている。

楔状構造はその砂礫層の最上部に形成されていて，二種類ある。第4図に示したものは，高さ1～1.5m，幅は上端で0.5m～1mの開いたV字状である。中央のものは，楔の下部がおしつぶされたようにおれまがつているのが特徴的である。楔の内部は上をおおつている軽石質ローム層中の火山灰によつて充たされている。第5図に示した方は，楔状というより，中央部のひろがつた紡錘形をしており，ローム質火山灰および側壁から崩れ落ちた砂礫で充塡されている。

上春別周辺の引き伸ばし空中写真 (HO—69—2X, C5～9・アジア航測，C15—0171) および国土基本図 (写真図，XIII-ME 02) をくわしく検




Fig. 6 Polygonal patterned ground at Kamishunbetsu interpreted from air photos

討してみると，地表面に多角形のパターンが見られる(第6図)。それは，牧草地の中に暗色の線がつくる，1辺20〜30mの多角形または断片的な格子状のパターンである。パターンがみられる部分は，平坦または，緩傾斜のところに多く，傾斜が急になつたり，谷の近くになると，暗色線の延長上にガリーが形成されていることが多い。砂利採取場周辺の牧草地では，空中写真でみられるパターンに対応するような，微起伏も植生の差異も認めることができなかつた。したがつて楔状堆積構造とパターンの暗色部との直接の対応関係はあきらかではない。なお，このようなパターンは，空中写真判読から上春別面のほとんどの場所で認めることができた。

### III 楔状構造の成因

すでに記載した楔状構造は，いずれも次のような特徴をそなえている。

1) 断面形態と露頭周辺の状況からみて，あきらかに人為によるものではない。北海道では道路拡幅工事の際に，電柱用の穴の跡や暗渠排水溝などがあらわれることも多いが，それらとは層の乱され方がまつたく異なる。

2) 楔はいずれも段丘礫層や扇状地礫層の堆積後，乾陸上で形成されたものであり，水成堆積物中にみられるロードキャストとは無関係である。

3) 楔を充たしている物質の大部分は，それによつて断ち切られた地層よりも上位の層からもたらされたものである。したがつて地下水の作用などによる，堆積層の部分的風化によつて形成されたものではない。

4) 楔の断面形は若干の変種もあるとはいえ，一般にV字形で下端が分岐したりわん曲したりしている。さらに，楔の両脇上部には地層のまくれあがり，または類似の現象が認められる。

このような断面形態から推して，雨裂の埋積されたものとは考えられない。また，わが国の各地にみられる段丘堆積物を切る断層は，本地域にも観察されるが，それらとは次の点で区別される。断層がかなり深部まで地層を断ち切つているのに対して，楔の下限は場所ごとに地表からほぼ一様な深さにある。断層と考えるには，楔の高さに比較して幅が広すぎる，断層面は比較的平滑でしかも直線的であり，楔の側壁にみられるような凹凸がほとんどない。また，地震地割れによるものは，側壁近くに層のまくれあがりが形成されるとは考えにくい。そして，地震地割れの場合には，その割れ目が，あらゆる方向にのびることはないであろう。段丘崖に沿うスランプも，本地域の若干の地点で観察されたが，これはかならず極小規模の階段断層の形をとり，割れ目を境に地形的に低い側が落ちており，楔状構造とは明らかに異なる。

以上の諸点を考慮し，さらに Péwé (1962・1966)・Péwé et al (1969)・Dylik (1966)・Dylik and Maarleveld (1967)・Black (1969)・Potts (1971)・Morgan (1971) そのほかの欧米での記載にてらして，これらの楔状構造は，ice wedge の化石すなわち ice-wedge cast と理解される。Johnsson (1959)，Dylik (1966) があげている，疑わしい，あるいは見誤りやすい例についても検討したが，そのいずれにも該当しない。なお，わが国でこれまでに化石氷楔の用語

**Ice-wedge casts in eastern Hokkaido**



1 Shimosahoro



2 Chiraibetsu, upper part of deposits removed



3 Chiraibetsu



4 Detail of photo 3



5 Kamishunbetsu



6 Kamishunbetsu

で，あるいは ice wedge注 として記載されたものが，ここに述べた ice-wedge cast とおなじものであるかどうか不明であるので，混乱をさけるため，ここでは化石氷楔の語は用いない。音読みでは，氷雪・氷結と区別できないことも考慮し，ice-wedge cast の語をそのまま用いる。

ice wedge は，凍結した地面の温度収縮によって生じた割れ目に，毎年新しくしみこんだ水が凍り，年々幅をひろげて形成された楔状の氷脈である (LEFFINGWELL : 1915・BLACK : 1954・1969・LACHENBRUCH : 1962・PÉWÉ : 1962)。ice wedge は巨大多角形土の細胞の周囲をかぎるもので，地表には直径2～数10mの4～6角形の網目模様として表現される (LEFFINGWELL : 1915・BLACK 1954・1969・LACHENBRUCH : 1962・DYLIK : 1966・PÉWÉ : 1966・PÉWÉ et al : 1969・RUDBERG : 1969)。ice-wedge cast は氷脈の消滅とともに，永久凍土の活動層の物質がその空間に落ち込んで形成される。そして，ice wedge があったところには地表に溝状の凹みを生ずる。その後，溝が埋っても，周囲とは土壌および土壌水分の条件が異なるため，それらが直接，あるいは植生や作物の生育に反映して間接的に，空中写真に網目模様として表現される (SVENSSON : 1964・THORARINSSON : 1964・PÉWÉ : 1966・PÉWÉ et al. : 1969・GRUHN and BRYAN : 1969・RAPP and ANNERSTEN : 1969・MORGAN : 1971 : 1972・FRIEDMAN et al : 1971・SAKAGUCHI : 1972)。したがって地表にそのような網目模様がみられるかどうかは，ice-wedge cast 認定の有力な鍵となる。下佐幌と上春別では，地表に何らかの模様が空中写真から判読され，知来別ではその存在が楔の走向から十分に予想される。しかし地表のパターンと ice-wedge cast との対応を確認するには，かなりの規模の発掘をおこなうか，条件のよい場所で土木工事が開始されるような機会を待つよりほかはない。

平面形と断面形との対応関係は，現在のところたしかめられてはいないが，断面形態の特徴だけからも，前記の楔状構造が ice-wedge cast であると断定しても誤りはないであろう。

もっとも重要な断面形の特徴は，楔の両側の層のまくれあがり，ないしは類似の現象である。層のまくれあがりは普通，楔の上部両側の0.5～3mの間に生じ，楔の頂部両脇でその量が最大となる (PÉWÉ : 1962 : 1966・DYLIK : 1966)。層のまくれあがりは，(1) ice wedge の成長による側方への圧力によって形成される，(2) 融解期間中の堆積物の体積膨張によるもので，ice wedge 自体は剛体として受け身の働きをし，可塑性がある地層の方がゆがむ，(3) 不等融解によって多角形上の中心部が深くまで融けて凹む，などの原因が考えられている (DYLIK : 1966)。支持者が多いのは (2) のようであるが，実際にはそれらがからみあって生じたものであろう。層のまくれあがりの成因はともかく，ice-wedge cast 以外にこのような断面構造をつくる原因は知られていない。

## IV　ice wedge の形成時代

この地域に見いだされた ice-wedge cast は，火山灰層または段丘礫層堆積後に生じた，epigenetic ice wedge (DYLIK : 1966) の化石であり，地層が堆積しつつある時代に形成された，syngenetic ice wedge のそれではない。このことから，ice wedge の形成は，当時活動層になっていて，その後楔に落ちこんだ層の堆積後に始り，それが消滅したのは楔をおおうが楔中には落ちこんでいない層の堆積前と限定できる。

下佐幌では，黒色火山砂が襟裳火山砂を包み込むような状態で楔を埋めており，両火山砂が重なって楔中に落ち込んだことを示している（第2図）。しかもそれより上位の火山灰層は楔中に落ちこんでいない。これによって ice wedge 消滅期の活動層の最上層は，襟裳火山砂であり，これが地表面をつくっていたと判断される。したがって，ice wedge は黒色火山砂層堆積後に形成が始まり，襟裳火山砂層堆積直後に消滅したと解釈できる。黒色火山砂の給源火山，降下期はともに不明であり，ice-wedge 形成開始期の年代はおさえられない。一方，襟裳火山砂については，3万2千年代の $^{14}C$ 測定値が出されている（石狩低地帯

注）ice wedge は文字どうり現に氷のつまっている，氷の楔であるから，氷が融けて他の堆積物に充たされた ice wedge の化石には使用すべきでない。

研究会：1965・佐藤：1969）ので，ice wedge の消滅期はこれによつて決定できる。ice wedge の成長速度を，Black (1954) は年0.5～1.5 mm，Dylik and Maaleveld (1967) は年0.3～1.0 mm と推定している。シルト層中では発達が良く，礫層中で発達が悪いことも知られている(Péwé：1966・Black：1969)。細粒の火山灰層中では成長速度が速いと考えられるので，下佐幌の ice wedge の成長速度が年1 mm であつたと仮定すれば，この ice wedge の継続成長期間は約2,000年と予想される。形成期間中に若干の成長停滞期があつたとして，多く見積つても ice wedge の存在した期間はせいぜい3～4,000年程度であろう。以上によつて，下佐幌に ice wedge が発達した時期は，3万数千年前とみなされる。なお，ice-wedge cast が認められるのは上記の層準に限られる。したがつて，ice wede 形成期はこの一時期のみであり，この時期が最終氷期の最寒冷期であつたと考えられる。

上春別では，砂礫層を直接おおつている軽石質ローム(第四紀総研北海道グループ：1969)の下部のみが楔を充たし，その上半部およびそれをおおう摩周ローム層（第四紀総研北海道グループ：1969）には楔の影響が認められない。したがつて ice wedge 形成期は扇状地礫層の堆積後で，それをおおう軽石質ローム層下部の堆積後から同層上部堆積前の間に限られる。しかし，それよりも上位の摩周ローム層中部の炭化細片から 11,720±220 $^{14}$C yr. BP（佐藤：1969）という値が得られているのみで，ice wedge 形成期を限定できるような年代測定値は出ていない。

知来別では楔を埋める融凍流土堆積物が，前面の段丘崖と下位の段丘面をもおおつていることから，ice wedge 形成期は下位の段丘面（T面；阪口：1959・浅茅野面；重粘地グループ：1967・第3段丘；第四紀総研北海道グループ：1969）を形成した海進以降である。しかし，現段階では時代をより詳しく限定できる材料は得ていない。

上春別と知来別の礫層中の ice-wedge cast の幅は，約1 m で下佐幌の火山灰層中のそれの約半分である。前述のとおり，ice wedge は礫層中で発達が悪いので，その成長速度を火山灰層中のものの半分程度と仮定すれば，ice wedge の継続成長期間は，3地点のものとも約2,000年と推定できる。前述した3地点の ice wedge の形成時期が同一であるという積極的証拠はないが，それを否定する材料もない。むしろ，東部北海道という同一の気候区に属するこれら3地点について，ice wedge が存在した層準は，ice wedge の継続成長期間（2,000年あるいは長くても3～4,000年）からみて，同一時代であると考えるべきであろう。

## V ice wedge 形成期の北海道東部の自然環境

大雪山に永久凍土が存在し(福田：1972)巨大多角形土がみられるとはいえ，それが現成の ice-wedge polygon か否か確認されていない現状では，北海道東部における低地の ice wedge 形成期の古環境を，現在の大雪山と比較して考えることはできない。また，高山地域での凍土現象と低地帯のそれを単純に比較することには問題がある。ここではむしろ，古くから多くの研究がある，アラスカにおける現成 ice wedge 発達地の自然環境から類推したほうが良いであろう。Péwé (1966)・Péwé et al (1969) は次のように要約している。アラスカで現成の ice wedge が発達する地域は連続的永久凍土帯にほぼ一致し，ほとんど完全にツンドラとなつている。南限の年平均気温は，−6°C～−8°C，冬は厳寒で夏は曇天で冷涼。降雪が少ないうえに，多量の雪が風に吹きとばされて積雪は不均等となり，さらに風におし固められて熱伝導が良くなるため，積雪があつても地面は非常な冷却をうける。Black (1969)はそれに加えて，割れ目に流れこむ地表水が存在しうるような，春季の比較的湿潤な気候を指摘している。また，割れ目の成長には急激な温度低下，すなわち「寒波」が必要とされている(Leffingwell：1915・Lachenbruch：1962・Péwé：1962・Dylik：1966・Black：1969)。

以上のことから，最終氷期最寒冷期の環境と気温低下量を推測できる。−6°C～−8°C の年平均気温は，国内では富士山頂，ユーラシア大陸東岸ではベーリング海北部の北緯65度付近に相当す

る。ice-wedge cast が見いだされた地点の現在の年平均気温は，第1図に示すように，約+6°C とみなされる。したがつて最寒冷期の気温低下量は，少なくみても 12°C となり，小林国夫が雪線低下量(KOBAYASHI : 1958) および周氷河限界低下量(小林，1962)から推定した値よりもかなり大きく，小疇(1972)の周氷河限界低下量からの推定値をもうわまわる。また，花粉分析から考えられた気温低下量 (阪口：1959・石狩低地グループ：1961・中村：1967) とも一致しない。しかし，最寒冷期の東部北海道にツンドラがひろがつていたとする推測は，当時札幌付近ではハイマツがほとんど平地近くまで低下していたという阪口(1959)の指摘や，北海道の低地が park land 的植生に占められていたという，中村(1973)の考察とは矛盾しないようである。なお，鈴木秀夫 (1976・1972) もまた当時の北海道胴体部の大部分が寒冷砂漠の状態にあり，ツンドラの南限が津軽海峡付近まで南下したと考えている。

欧米でも，ice-wedge cast によつて推定された最終氷期の気温低下量は，ヨーロッパで15°C～18°C(DYLIK and MAARLEVELD : 1967・BLACK : 1969)、カナダのオンタリオで12°C～13°C(MORGAN : 1972)，合衆国のウィスコンシンで10°C～15°C (BLACK : 1969)というように，ほかの方法によつて得られた値よりも大きい。

このような差異が生じる原因について，筆者らは十分な解答を持ち得ていない。ここでは問題を指摘するにとどめる。

(1) 永久凍土をはじめ凍土現象の分布は，積算寒度や凍結・融解日数よりも，年平均気温に対応がよいとされている(BLACK : 1956・WILLIAMS : 1961・BROWN : 1969 : 1970)。しかし，ice wedge や凍結割れ目の形成には，前述のとうり冬の寒さ，ことに急激な気温低下が必要であり，例外的な少雪酷寒の年に口を開いたり幅をひろげるということが知られている(FRIEDMAN et al : 1971・RAPP and CLARK : 1971)。また凍土現象はその形成速度が比較的速いため，短期間の寒さにも反応して化石形として残る可能性がある。以上のことをまとめると，凍土現象の分布は大きくみれば年平均気温との対応がよいが，たとえその継続期間が短かくても，寒さの極端の方を記録しているという面を持つている。

一方，植生の方は生育期間の温度あるいは積算温度というような，暖かさの指数と相関がよいとされている。また局地的なものはともかく，大気候と対応するような植生帯の成立は，凍土現象の生成にくらべればはるかに長い時間を要するであろう。

雪線もまた，それが圏谷底高度から復元されたものであるなら，短期間の，少なくとも1万年より短かい周期の，気候変化を記録することはありえない。そして雪線高度は 0°C 以下の寒さよりは，0°C 以上の暖かさ，すなわち融雪期(夏)の気温によく対応する。また雪線高度をさげる多量の積雪は，凍土現象の発現をよくせいする効果がある。

このように，気候への対応の仕方が，凍土現象・植生・雪線では，それぞれ異なつている。

(2) 現成の ice wedge の分布南限の年平均気温と，ice-wedge cast 分布地域のそれとの差から求められる気温低下量は，水平方向にみた気温変化量である。一方，氷河による気温低下量の推定には，大陸氷床の伸縮量ではなく，もつぱら山岳氷河についての雪線高度の垂直変化量を用いている。植生については，水平方向と垂直方向の変化量の両方から，気温変化量をもとめることができる。最終氷期，最寒冷期の北海道南部の植生は，前述のように森林限界付近のものであつたと考えられている。これを大雪山・日高山脈の現在の森林限界と比較した場合，気温低下量は 5°C～8°C と推定される。しかし，これを水平方向に東シベリアと比較すれば，その量は 15°C におよぶ。永久凍土も，気温の年較差が小さな山岳地帯では，森林限界以上に限って出現する (藤井：1972) のに対し，年較差が大きな大陸では森林帯中にも広く分布する。このように，氷期と現在の垂直分布を比較して推定した気温低下量と水平分布によるそれとに差があるということは，きわめて興味ある事実である。

(3) 中高緯度では，(1)・(2)でのべたような事実を通じて，年較差の大小が気温条件を反映して出現するさまざまな地表現象の分布，およびその

変化に影響をあたえている可能性がある。

(4) そのほか，ice wedge が形成された時代と花粉分析を行なつた地層の時代が同じであるかどうか，あるいは，従来考えられていた現在および過去の雪線高度がはたして妥当な値かどうかといつた問題もある。

## VI 結 論

北海道東部の十勝清水 下佐幌・根釧原野 上春別・宗谷地方 知来別に下位の地層がV字状に断ち切られ，その中に上位層からの物質が落ちこんだ，楔状構造がみられる。楔の形態は上端の幅，高さとも1～2m，下端が曲つたり，分岐したものが多く，楔の両脇に地層のゆがみ，ことに上方へのまくれあがりがみとめられる。楔が発見された地点付近の空中写真に，大規模な多角形模様，または類似の現象が判読され，巨大多角形土の存在が十分に予想される。楔状構造と巨大な多角形模様との対応関係は確認していないが，欧米での記載にてらして，これらは連続的永久凍土帯に発達する ice wedge の化石である，ice-wedge cast とそれが作る ice-wedge polygon と判断される。

この地域に ice wedge が発達した時代は，火山噴出物の年代から，3万数千年前と考えられ，他の層準に同様のものがみられないことから，この時期が最終氷期の最寒冷期とみてよい。当時の，北海道東部の自然環境は，年平均気温−6°C またはそれ以下，積雪が少ない大陸性気候に支配され，永久凍土が広く連続的に分布し，樹木のとぼしいツンドラ地帯であつたと考えられる。したがつて最寒冷期の気温低下量は少くとも12°C となる。これは，従来雪線高度の低下量，花粉分析などから推定された値よりもかなり大きい。ice-wedge cast から求められた値と，他の方法によるそれとが一致しない原因として気候への対応の仕方が凍土現象・植生・雪線でそれぞれ異なるということや，気温の年較差の効果が水平分布と垂直分布に対して異なる可能性が考えられる。

## 謝 辞

十勝清水，下佐幌の現地調査では，駒沢大学の多田文男教授・守屋以智雄助教授，札幌大学の内田 実教授にお世話になつた。火山灰については，都立大学の平川一臣，東京教育大学の小野有五両氏から御教示をいただいた。記して感謝の意を表します。なお研究費用の一部は文部省科学研究費によつた。

## 引用文献

BLACK, R. F. (1954) : Permafrost, a review. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, 65, 839-856.

BLACK, R. F. (1969) : Climatically significant fossil periglacial phenomena in northcentral United States. *Biul. Perygl.*, 20, 225-238.

BROWN, R. J. E. (1969) : Factors influencing discontinuous permafrost in Canada. in Péwé, T. L. (ed.) : *The periglacial environment*. 487 pp., McGill Univ. Press. 11-53.

BROWN, R. J. F. (1970) : *Permafrost in Canada*. 234 pp., Univ. Tront Press.

第四紀総研北海道グループ(1969) : 北海道の第四系，第四紀総合研究会編 : 日本の第四系，435 pp. 地団研(専報15)，1-35.

DYLIK, J. (1966) : Problems of ice-wedge structures and frost-fissure polygons. *Biul. Perygl.*, 15, 241-291.

DYLIK, J. and MAARLEVELD, G. C. (1967) : Frost cracks, frost fissures and related polygons. *Mededelingen van de Geologische Stichting Nieuwe Serie*, 18, 7-21.

FRIEDMAN, J. D., JOHANSSON, C. E., OSKARSSON, N., SVENSSON, H. THORARINSSON, S. and WILLIAMS, R. S. Jr. (1971) : Observations on Icelandic polygon surfaces and palsa areas. Photo interpretation and field studies. *Geogr. Annaler*, 53 A, 115-145.

藤井理行(1972) : 山岳凍土論．極地，16，30-38.

藤木忠美(1963) : 札幌付近に於ける化石構造土について(演旨)．地理評，36，740-741.

福田正己(1972) : 大雪山の越年性凍土と構造土現象について(演旨)．地理予，2，79-80.

GRUHN, R. and BRYAN, A. L. (1969) : Fossil ice wedge polygons in southeast Essex, England. in Péwé, T. L. (ed.) : *The periglacial environment* 487 pp., McGill Univ. Press. 351-363.

北海道火山灰命名委員会(1972) : 北海道の火

山灰分布図.

石狩低地グループ(1961)：ウルム氷河期における北海道石狩平野，美々化石林の古気候について．第四紀研究，2，196-204.

石狩低地帯研究会(1965)：石狩平野における支笏降下軽石堆積物の $^{14}C$ 年代．地球科学，81，12.

JOHNSSON, G. (1959) : True and falses ice-wedges in southern Sweden. *Geogr. Annaler*, 41, 15-33.

重粘地グループ(1967)：北海道北部の土壌．北海道開発局．195 pp. 5 plates.

貝塚爽平(1956)：十勝平野の地形に関する若干の資料—とくに低位段丘および火山灰について—．地理評，29，232-239.

小疇　尚(1972)：日本の周氷河地形分布と下限高度(演旨)．地理予，2，46-47.

小疇　尚(1973)：北海道北部の化石周氷河現象．駿台史学，32，1-22.

小疇　尚・野上道男・岩田修二(1973, a)：ひがし北海道の ice-wedge cast (演旨)．第四紀研究，12，26.

小疇　尚・野上道男・岩田修二(1973, b)：ひがし北海道の化石周氷河現象とその古気候学的意義．第四紀研究，12(4)(印刷中).

KOBAYASHI, K. (1958) : Quaternary glaciation of the Japan Alps. *Jour. Fac. Liberal Arts and Science, Shinshu Univ.* 8, Part II, 13-67. 12 plates.

小林国夫(1962)：過去および現在の日本の氷河周辺地域．地球科学，60・61，53-57.

国府谷盛明・松井公平・土屋　篁(1969)：5万分の1地質図幅説明書「新得」，北海道開発庁.

LACHENBRUCH, A. H. (1962) : Mechanics of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 70, 69 pp.

LEFFINGWELL, E. de K. (1915) : Ground-ice wedges—the dominant form of ground-ice on the north coast of Alaska. *Jour. Geol.*, 23, 635-654.

MORGAN, A. V. (1971) : Polygonal patterned ground of late Wichselian age in the area north and west of Wolverhampton, England. *Geogr. Annaler*, 53 A, 146-156.

MORGAN, A. V. (1972) : Late Wisconsinan ice-wedge polygons near Kitchener, Ontario, Canada. *Canadian Jour. Earth Sci.*, 9, 607-617.

中村　純(1967)：花粉分析．232 pp. 古今書院.

中村　純(1973)：花粉分析からみた日本の後期洪積世．第四紀研究，12，29-37.

NISHIMURA, K., OMOTO, K. and KOSEKI, Y. (1972) : Tohoku University radiocarbon measurements 1. *Sci. Reps. Tohoku. Univ.* Ser. 7(Geogr.), 22, 271-274.

野川　潔・小坂利幸・松井　愈(1972)：十勝平野における後期洪積世の周氷河現象とその層準．第四紀研究，11，1-13.

PÉWÉ, T. L. (1962) : Ice wedges in permafrost, Lower Yukon River area near Galena, Alaska. *Biul. Pergl.*, 11, 65-76.

PÉWÉ, T. L. (1966) : Paleoclimatic significance of fossil ice wedges. *Biul. Perygl.*, 15, 65-73.

PÉWÉ, T. L., CHURCH, R. E. and ANDRESEN, M. J. (1969) : Origin and paleoclimatic significance of large-scale patterned ground in the Donnelly Dome Area, Alaska. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.* 103, 87 pp.

POTTS, A. S. (1971) : Fossil cryonival features in central Wales. *Geogr. Annaler*, 53 A, 39-51.

RAPP, A. and ANNERSTEN, L. (1969) : Permafrost and tundra polygons in northern Sweden. in Péwé, T. L. (ed.) : *The periglacial environment* 487 pp. McGill Univ. Press. 65-91.

RAPP, A. and GLARK, M. (1971) : Large nonsorted polygons in Padjlanta National Park, Swedish Lappland. *Geogr. Annler*, 53 A, 71-85.

RUDBERG, S. (1969) : Distribution of small-scale periglacial and glacial geomorphological features on Axel Heiberg Island, N. W. T., Canada. in Péwé, T. L. (ed.) : *The periglacial environment*. 487 pp. McGill Univ. Press. 129-159.

阪口　豊(1959)：北海道の新しい地質時代の地殻運動．地理評，32，401-431.

SAKAGUCHI, Y. (1972) : Some geomorphological problems of terraces in Vienna basin and western part of Small Hungarian plain. *Bull. Dept. Geogr., Univ. Tokyo*, 4, 1-11.

佐藤博之(1969)：最近測定された北海道の火山活動に関連する $^{14}C$ 年代測定．地質ニュース，178，30-35.

鈴木秀夫(1960)：北海道北部の周氷河地形. 地理評, 33, 625–628.

鈴木秀夫(1962)：低位置周氷河現象の南限と最終氷期の気候区界. 地理評, 35, 67–76.

SUZUKI, H. (1971) : Climatic zones of the Würm glacial age. *Bull. Dept. Geogr., Univ. Tokyo*, 3, 35–46.

鈴木秀夫(1972)：ヴュルム氷期の世界の気候. 第四紀研究, 11, 171–180.

SVENSSON, H. (1964) : Aerial photographs for tracing and investigating fossil tundra ground in Scandinavia. *Biul. Perygl.*, 14, 321–325.

THORARINSSON, S. (1964) : Additional notes on patterned ground in Iceland with a particular reference to ice-wedge polygons. *Biul. Perygl.*, 14, 327–336.

十勝団体研究会(1968)：十勝の自然をさぐる. 194 pp.

WAKO, T. (1966) : Chronological study on gentle slope formation in northeast Japan. *Sci. Reps. Tohoku Univ.*, Ser. 7 (Geogr.), 15, 55–94.

WILLIAMS, P. J. (1961) : Climatic factors controlling the distribution of certain frozen ground phenomena. *Geogr. Annaler*, 43, 339–347.

(1973年12月14日受理)

## 書評と紹介

**Martin SCHWIND: Allgemeine Staatengeographie.** 1972. 585 S., 94 Abb. 57 Tab., Walter de Gruyter, Berlin u. New York.

本書は周知の叢書 Lehrbuch der allgemeinen Geographie の1つとして刊行されたものである。内容が多岐にわたり，論述も詳細を極める本書を，筆者は著者のご好意でいちはやく一読する機会を与えられ，その内容に多大の興味がひかれるので，ここにその極く大要を紹介することにした。

著者は本書の冒頭に，いわゆる政治地理学と対比させながら，国家地理学の領域，ならびにこの学問分野における主要研究課題について，その見解を明らかにしている。それによれば，地理学の研究対象としての国家とは，政治的境界，すなわち国境によつて劃され，その境界内部では，政治的作用によつて，固有の文化地域を形成する潜在性を有する範囲を意味する。したがつて，国家地理学は国家そのもの，あるいは国家の機能形態を対象とするのではなく，地理的・社会的・経済的潜在力で充たされた空間を扱う学問分野である。また著者は，国家地理学における最も重要な研究課題は，1）国家がどのような地理的環境に置かれているか，2）国家は如何なる力，組織を有し，それが地理的環境に如何に影響を与え得るのか，3）地理的環境の挑戦に対して，国家は地域的・相観的・機能的に如何に答えてきたのか，の3つであるとする。

このような見地に立つてあらわされた本書の内容は，大別して3部から成る。その構成は，上記した国家地理学における3つの課題をそれぞれ柱としている。3部のうち，著者の最も多くの紙面(全体の約7割)を割いているのは第1部，すなわち国家への挑戦としての地理的環境，に関する論述である。これは，地理的環境の究明を極めて重視する著者の立場を端的に示すものであろう。後述する第2部，第3部には残余の約半分ずつの紙面がそれぞれ割かれている。

第1部，国家への挑戦としての地理的環境，においては，その前半が国家の空間的範疇，後半が国家の領域の地理的内容の論述にあてられている。まず前者では，国土の拡がり・輪郭の形態・自然地理的ならびに文化地理的位置・国境・首都をそれぞれ対象とする。国土の大きさ，輪郭，位置などは，字づらからすれば単なる一般教科書的な事実に過ぎず，その記述も全く平盤に終りそうな事項ではあるが，著者はここでは単なる数値の提示，事実の羅列に終ることなく，豊富な事例を駆使しつつ，これらの対象を地理学ではどのように研究し，どのようにその性格が解明されたのか，さらに解明されるべきかを明快に論述している。このあたりの論述はさすがであり，著者の面目が躍如としている。著者はつづいて国境についての論述へと筆を進める。そこでは著者はいわゆる自然的国境・人為的国境の区別ないしは概念のあいまいさを指摘するとともに，国境の有する多面的な性格，国境の存在・設定が生みだす作用・影響，国境帯・国境地域の形成等を詳論するほかに，領海ならびに近時その事例の多い公海上に設定される各種の政治的境界の性格の解明をも行なつている。従来の1つの国家を分断するように設定された国境が生みだす国境帯，国境地域の性格の分析は，本書では他の個所でも行なわれているが，著者のいう地理的環境の解明という立場はこの辺にも明快に示されているであろう。終りの首都の論述では，一般都市地理的考察に加えて，国家の空間的範疇としての首都，国境・縁辺と対置される，国家のその環境からの挑戦に対する回答としての首都，という角度からの議論を進めている。

第1部の後半，すなわち国家領域の地理的内容，において，著者は国家の自然地理的，ならびに人類地理的・文化地理的内容の詳論と，その上に立つての，国家地理的指標に基づく世界諸国家の類型化を試みている。自然地理的内容に関しては，著者は国土の自然地理的性格を地形・気候・植生・天然資源など諸要素について個別に述べたあと，それらの諸要素の境界と現実の国境との関連についての解明を試みる。国家の人類地理的・文化地理的構造として，著者は人口に関する諸現

象・その特性をはじめとし，主要産業構造，たとえば農業地域の一部を構成する国家領域，ヨーロッパ諸国の農業政策と農業地域構造，あるいは世界諸国家に見る重工業集積など，生産面に現われる国家的性格の論述を試みる。さらに著者はコミュニケーション・教育・厚生・自然環境の保全・レクリエーションなど，国家の基底にある諸現象について言及し，国家という空間を支える基盤についての見解を示している。最後に著者は次の指標，著者によれば国家地理的指標，によって全世界の国家の類型化を試みている。指標として採用されたのは国土の拡がり，人口，天然資源の充足率，全生産中に占める工鉱業の割合，国民１人あたりの年間所得，世界貿易に占める割合，非文盲率，出生率の８つで，いずれも総点10点（若干の指標については20点）とし，実態に即して１～10点（もしくは１～20点）ずつを指標ごとに与え，その合計点に基づいて，世界の国家を世界的国家，工業国家，農工業国家，農業国家に大別，さらにあとの３つについては大，中，小に細分し，合計10の類型が全世界の国家について設定された。

第２部，地域に刻された機能の運び手としての国家，の前半に扱われているのは国家の形態，国家活動の基本形であって，その内容はやや概説的である。次いで国家活動の範囲，すなわち独占的国家活動，競合的国家活動を対比した後に，異例の国家活動の範疇としてTVAをはじめ，わが北海道開発庁をも含むいくつかの実例を解説する。さらに著者は自然災害発生時における異例な国家活動，たとえば震災時，水害時における諸例，ならびに非常事態下における国家活動，たとえば難民，敗戦に伴なう破壊，低開発国問題等について簡単な論述を行なう。

第２部の後半では，各種の国家連盟における国家活動，および空間に作用する国家活動の機関について述べられている。前者としては，ヨーロッパに見られる各種の国家連盟での国家活動，全世界的な国家連合における国家活動が主として扱われている。著者はここでも難民問題に再度触れ，ヨーロッパおよびインドの場合，敗戦後の海外からの日本人の引上げ，パレスチナ問題等について論じている。また後者，すなわちある空間に作用を及ぼす国家活動の機関，においては，まず国土計画を対象として，歴史的展望を諸例について行なうとともに，中央集権的・地方分権的地域開発にも言及している。

第３部，地域に刻する力としての国家，では，その前半は空間に作用する国家活動の概観，後半は著者による国家地理的計画に関する事例研究を重点に構成されている。前者においては，国家の下部構造の領域における活動が，国境・国境地域，道路，鉄道，水路・港湾，その他について極めて簡明に述べられたあと，農業・林業・水産業・工業，ならびに人口政策等の分野にみるさまざまな国家活動が網羅的に論述されている。この部分の論述は簡明ではあるが，多くの問題に言及され，興味がもてる。

第３部の後半の事例研究として挙げられているのは，戦前・戦後の中国，第２次大戦後の台湾の変貌，スペイン領当時から現在にいたるまでのグァム島の変化，ならびに戦後の沖縄における人口増加・人口構造の変化，４つである。

なお，本書全体を通じてのいわば締めくくり的な論述は特には行なわれていない。

巻末には若干の統計表，すなわち面積の範疇による国家，1967年現在の国別人口動態およびそれに基づく1985年現在の推定人口，大都市居住人口ならびにその全人口に対して占める割合，石油の生産と消費など，４つの国別統計表に加えて，ドイツ連邦共和国で制定（1965年）された空間整理法の法文が，いずれも付録として掲げられている。

本書の内容をごく簡単に示すと以上のとおりである。本書の大きな特色は，前にも触れたように，いろいろな分野の研究対象である国家を，地理学においてはどのように扱うべきであるかを明示するとともに，国家に挑戦する環境を例にして，環境研究が地理学における極めて重要な研究課題であることを強調している点に求められるであろう。本書に利用された多くの素材は，その扱いが不適当であれば，それを使った論述も全く平盤なものとなるおそれが多分にあるものである。しかし豊富な素材を，周到な用意のもとに，地理

的環境という太い1本の筋の上にまとめ，極めて説得力のある論述を展開しているのはさすがである。日本についても多くが語られているのは，日本についての著者の深い造詣によることは明らかである。

本書は同じ叢書に属する他の既刊書とは異なり，電算写植印刷によつたものではないかと想像される。そのためであろうか。文中の章，節，小節等の見出しの区別がややつきにくいうらみがあるし，印刷そのものにも多少の難点はある。しかしそれらはさして問題にするにはあたらないであろう。

数年以前，著者が本書の構想を練りつつあった当時から，いよいよ印刷がはじまるまでの間に，著者が本書の著述に並々ならぬ労力を費やすのをしばしば目撃した者の1人として，本書の刊行を慶賀したい。多年にわたる大きな蓄積の上に立ち，国家地理学という形をとおしつつ，地理的環境を真正面からとり上げ，著者の見解が十分に示されたのが本書である。著者のいう国家地理学については勿論，本書で扱われている国家地理的環境そのものについての論議がやや不活溌のうらみがあるわが学界においても，本書が広く読まれ，討議の対象とされることを切に期待する。

（矢沢　大二）

## 協会記事



**会員逝去**

本協会前評議員植村癸巳男君は昭和48年11月17日，急性心不全のため急逝された。ここに謹んで哀悼の意を表する。

財団法人　東京地学協会会長　坪井誠太郎

**植村癸巳男君の略歴**

明治26年8月，東京市麹町区に生れる。大正7年東京帝国大学理科大学地質学科卒業，8年農商務省鉱山局地質調査所技師，累進して昭和14年高等官二等。この間，北樺太油田，中華民国鉄・石炭資源，ボルネオ油田等の調査に赴くほか，物探法の鉱業界への導入，石油坑道掘法の実施などに寄与，昭和12年第17回万国地質会議（モスクワ）出席。昭和14年華中鉱業常務取締役調査部長として赴任。戦後帰国し，22年新潟県地下資源開発専門委員会委員長，その後，日本天然瓦斯協会創立に参与し専務理事，通産省石油及可燃性天然ガス資源開発審議会委員，海外製鉄原料委員会顧問等を歴任，この間インド，マラヤ，カナダ，アラスカ等の鉱山調査にたずさわるほか，埼玉大学文理学部において応用地質学を講ずる。42年4月叙勲四等旭日章。48年11月逝去，享年80。

**モザンビーク総督からの記念メダル贈与**

ポルトガル領モザンビーク州総督から本協会に対して，1973年3月14日付にて，「南大西洋航空横断50周年記念メダル」（銅製　径8cm）の贈与があった。

**編集委員会**（昭和48年12月17日）

出席者：矢沢委員長，安斉・井上・川上・佐藤（久）・諏訪・高崎・中村・前島

議　事：地学雑誌第83巻1号の編集計画について審議した。

**理事会**（昭和48年12月19日）

出席者：坪井会長，坂本・保柳副会長，斉藤・

西川・矢嶋理事

議　事：

1. 次の正会員入退会申込を受理した。

入会：王　超翔・清水靖夫・松丸国照・須藤和人

退会：小林二三雄

2. 会館貸室料値上げについて審議した。

3. 正会員入会承認をしかるべき形式のものに制定することにした。

**編集委員会**（昭和49年1月21日）

出席者：矢沢委員長，井上・川上・佐藤(正)・諏訪・中村委員

議　事：地学雑誌第83巻2号の編集計画について審議した。

**理　事　会**（昭和49年1月22日）

出席者：坪井会長，坂本・保柳副会長，川上・斉藤・西川・矢嶋理事

議　事：

1. 次の正会員が逝去され，その退会を受理した。

中野　実

逝去（昭和48年6月29日）

笠井貞雄

逝去（昭和49年1月4日）

木下亀城

逝去（昭和49年1月14日）

2. 正会員入会承認書の形式の具体化は，庶務担当理事が準備し，会長の認可をもって定めることとする。

3. 事務職員関係の弔慰内規を次の通り定めた。

本人：花輪および香奠

配偶者および一等親：香奠または花輪（遺族の希望により選ぶ）

4. 本年度会議の日取りを次の通り予定する。

3月26日（火）理事会

4月30日（火）理事会

5月11日（土）評議員会

5月25日（土）通常総会




地学雑誌第797号　昭和49年2月20日印刷　昭和49年2月25日発行

編集兼発行者　矢沢　大二

印刷所　一ツ橋印刷株式会社　東京都品川区上大崎3-12-15

発行所　社団法人 東京地学協会　東京都千代田区二番町12の2　郵便番号102　電話東京(261)0809番　振替口座東京66278番

## 東京地学協会取扱い出版物

**1/5万 地質図** 説明書付き（除△印）（五十音順）各370円　包送料各165円　＊各470円包送料各165

赤穂
阿寒湖
秋葉山
上松
足尾
厚田
阿仁合
網走
虻田
荒島岳

飯田
石狩
伊那
今治西部
伊万里
伊予三崎
岩内
△伊東
岩館
羽前金山
宇部
宇部東部
＊内の浦
＊臼杵

襟裳岬
＊遠別

大江山
大垣
大迫
大畑
近江長浜
大村
大屋市場
奥津
渡島小島

鬼鹿

尾花沢
小浜
飫肥
雄冬
渡島大島

海南
蠣ノ浦
加子母
金木
加治木
金沢
蟹田
鹿屋
釜石
上里
上猿払
唐津
冠島
＊川尻

霧島山
＊北見

草津
串本
久住
鞍岡

＊五所川原
甲府
小口瀬戸
国分
国領
小清水
小泊
昆布森

佐用
猿留

三渓

塩尻
志布志
城端

周匝
須坂
砂川
諏訪

＊川内

鷹巣
田沢湖
但馬竹田
達布
田並
太良鉱山
垂水
丹後由良
＊田老

近川
智頭

月形
土淵
都農
妻籠
津山東部

都井岬
当別
徳舜瞥
動木
苫前
富高
富山

那智
男体山

仁位
西方
西徳富

沼田

根雨
根尾

鋸崎

＊羽島
八丈島
初浦
羽幌
浜益
春立

＊美幌
燧岳
東茂住
肥前高島付野母崎
人首
日奈久
日向青島
平戸
弘前
敏音知
肥前江ノ島
肥前平島（近刊）

＊深浦
船津

幌泉
幌加内
母衣月

本岐

神子元島
三島
三田井
三日市
三宅島
宮津
三厩

森吉山
門別
＊妹背牛

焼尻島
焼石岳

湯本

吉野山
米子
呼子

陸中野田

留萠

＊涌谷
若柳

山形市北部地質図

魚津 1,000円 〒225

久遠 700円
五城目 650円
竹貫 1,000円 〒225

那珂湊 700円 〒195

浜松 1,900円 〒350

△横田 600円
米内沢 1,400円

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| 青谷・倉吉 | 1組み740円 | 伊予高山・八幡浜 | 1組み740円 | 鳥取南部・鳥取北部 | 1組み740 |
| 赤碕・大山 | 〃 〃 | 大槌・霞露岳 | 〃 〃 | 邑知潟・虻ガ島 | 〃 〃 |
| 芦辺・勝本・郷ノ浦 | 〃 1,110円 | 大間・佐井 | 〃 〃 | | |
| 阿田和・新宮 | 〃 740円 | 掛塚・見付 | 〃 〃 | | |

# 地學雜誌

# JOURNAL OF GEOGRAPHY

Vol. 83, No. 2 (800), 1974

目　　次





## CONTENTS



**TOKYO GEOGRAPHICAL SOCIETY**

(TOKYO CHIGAKU KYOKAI)

*Founded in 1879*

Nibancho, Chiyoda-ku, Tokyo

## 東京地学協会取扱い出版物

### $\frac{1}{50万}$ 地質図　各 〒 135円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 旭川 | 350円 | 種子島 | 180 |
| 八丈島 | 120 | 岡山 | 1,200 |
| 奄美大島 | 170 | | |

### $\frac{1}{20万}$ 地質図　各 〒 135円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 岩内 | 180 | 伊良湖岬 | 150 |
| 羽幌 | 150 | 高知 | 160 |
| 青森 | 270 | 松山 | 260 |
| 野辺地 | 100 | 大分 | 160 |
| 男鹿島 | 180 | 府津 | 200 |
| 酒田 | 160 | 長崎 | 200 |
| 新庄 | 200 | 稚内 | 150 |
| 石巻 | 210 | 天塩 | 200 |
| 水戸 | 240 | 網走 | 150 |
| 七尾富山 | 230 | 深浦 | 150 |
| 剣山 | 250 | 斜里 | 350 |
| 宮津 | 190 | 標津 | 230 |
| 北見 | 300 | 広尾 | 350 |
| 帯広 | 400 | 豊橋 | 500 |
| 輪島 | 120 | 尻屋崎 | 300 |
| 苫小牧 | 500 | | |

### $\frac{1}{7万5千}$ 地質図　説明書付き　各 〒 195円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 鬼首 | 230 | 徳島 | 280 |
| 勿来 | 300 | 高松 | 200 |
| 塩原 | 390 | 脇町 | 270 |

各 〒 135円

| | | |
|---|---|---|
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 I | | 210 |
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 II | | 200 |
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 III | | 320 |
| 日本炭田図(II) | 北松炭田地質図ならびに説明書 | 3,470<br>〒 500 |
| 日本炭田図(V) | 釧路炭田新縫別地域地質図ならびに説明書 | 500<br>〒 350 |
| 日本炭田図(XI) | 石狩炭田地質図 | 2,800<br>〒 225 |
| 空中磁気図(I) | 酒田-村上-弥彦-糸魚川海城 | 1,200<br>〒 195 |
| 空中磁気図(II) | 稚内-利尻-遠別-留萌-札幌海城 | 600<br>〒 165 |
| 地質図幅目録図(昭, 49年版) | | 300<br>〒 80 |

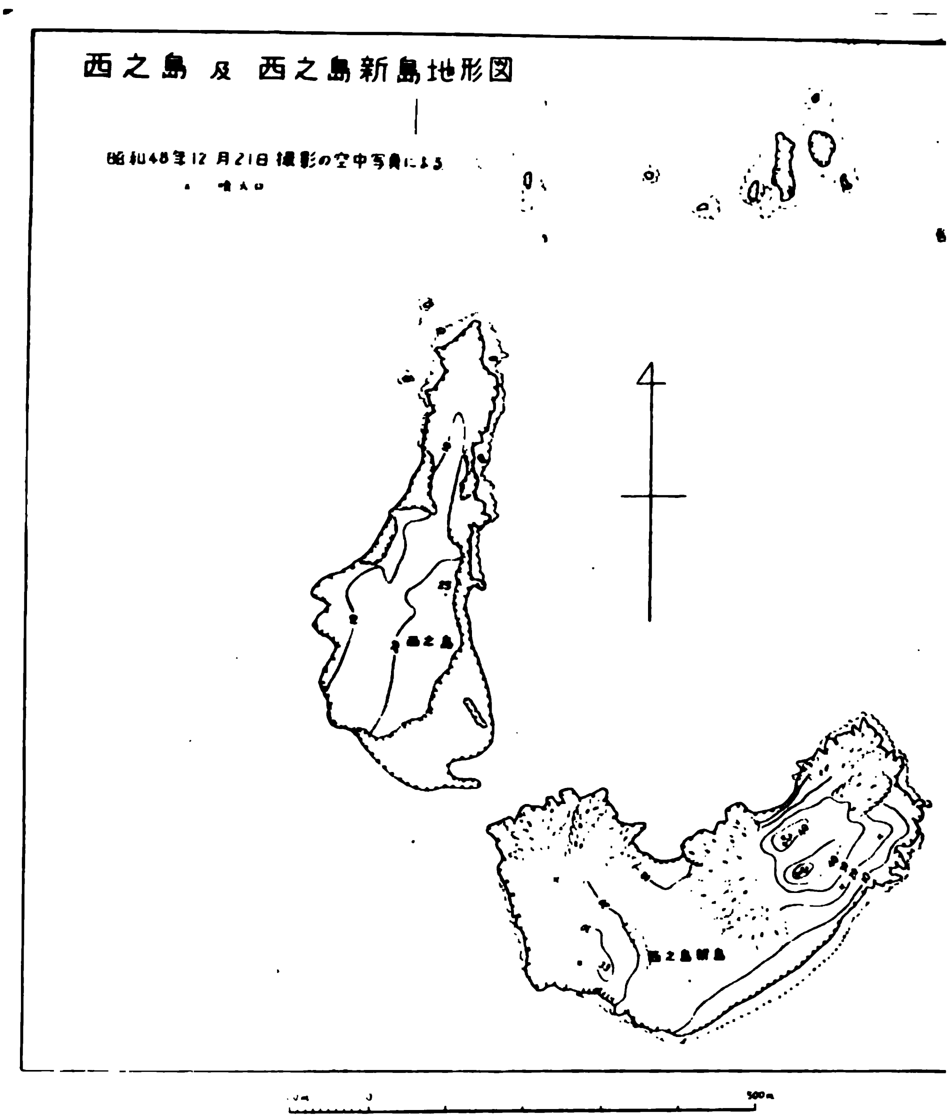
各 〒 195円

| | | |
|---|---|---|
| 日本油田ガス田図(I) | 青山奥 | |
| 日本油田ガス田図(II) | 横浜 | |
| 日本油田ガス田図(III) | 横須賀 | |
| 日本油田ガス田図(IV) | 富津・大多喜 | |
| 日本油田ガス田図(VII) | 魚沼 | 2,<br>〒 |
| 日本油田ガス田図(VIII) | 本宿 | |
| 日本油田ガス田図(IX) | 七谷 | |
| 日本油田ガス田図(X) | 茂原 | 1, |
| 日本油田ガス田図(XI) | 佐渡 | 1, |
| 日本水理地質図(I) | 木曽川左岸・矢作川・豊川流域 | |
| 日本水理地質図(IV) | 山梨県釜無川および笛吹川流域 | |
| 日本水理地質図(V) | 香東川・土器川・財田川流域 | |
| 日本水理地質図(VI) | 愛媛県金生川・加茂川・中山川・重信川流域 | |
| 日本水理地質図(VII) | 千葉西部 | |
| 日本水理地質図(VIII) | 奈良県大和川流域 | |
| 日本水理地質図(X) | 関東平野北西部 | |
| 日本水理地質図(XI) | 長野県松本盆地 | |
| 日本水理地質図(XII) | 兵庫県南西部 | |
| 日本水理地質図(XIII) | 佐賀・福岡県筑後川中流域 | |
| 日本水理地質図(XV) | 都城盆地 | |
| 日本水理地質図(XVI) | 仙台湾臨海地域 | |
| 日本水理地質図(XVII) | 高知県・鏡川・国分川および物部川流域 | |
| 日本水理地質図(XVIII) | 福岡・大分山国川および駅館川流域 | |
| 日本水理地質図(XIX) | 熊本県白川および黒川流域 | |
| 日本水理地質図(XX) | 鳥取県日野川流域 | |
| 日本水理地質図(XXI) | 福岡県矢部川中流域 | |
| 日本水理地質図(XXII) | 山梨・長野県釜無川上流域 | |

| | | |
|---|---|---|
| 1/200万 | 日本変成相図 | 〒 |
| 1/200万 | 日本地質図 | 1,<br>〒 |
| 1/200万 | 日本炭田図 | 〒 |
| 1/200万 | 日本鉱床生成図 | 〒 |
| 1/ 50万 | 後期新生代地質構造図東京 | 1<br>〒 |
| 1/ 50万 | 地質構造図秋田 | |
| 1/2万5千 | 佐世保北部 | 〒 |
| 1/2万5千 | 生駒山地西麓部 | 〒 |
| 1/2万5千 | 鬼首 | 〒 |
| 1/ 10万 | 石狩沖積低地 | 〒<br>〒 |



西之島新島（手前）昭和48年12月21日（海上保安庁水路部撮影）




この地形図は水路部が海上保安庁所属 YS-11 を使用して撮影した航空写真から図化したものであ

撮影高度　5,500フィート

使用カメラ　アサヒペンタックス6×7，f　105mm.

フィルムサイズ　6 cm×7 cm

図化機　ステレオマイクロメーター SMG-1（[illegible]社製）

（川上喜代

地学雑誌 83, 2 (1974)

# 中・古生界境界問題について

中 沢 圭 二*

## On the Permian-Triassic Boundary Problems

Keiji NAKAZAWA

**ABSTRACT**

The Permian-Triassic boundary problems are grouped into two, the one concerning the boundary itself, and the other one related to the so-called mass extinction at or near the erathem boundary. As to the former, bio- or chronostratigraphic classification and correlation are discussed, and in the latter one, case histories of bivalves in the world during the Late Permian and Early Triassic times and also of faunal change in Japan during the Late Permian are examined.

There are several schemes of classification and ammonite zonation of the Early Triassic, such as those proposed by SPATH (1934), KUMMEL (1957), KIPARISOVA and POPOV (1956, 1964), and TOZER (1956, 1964). TOZER's classification and ammonite zones are based on the data derived from the Arctic province, while the other ones are made by compilation of date from various places. It is necessary for settling the international standard to establish the ammonite zones in the Tethys, especially in Kashmir and Himalayas, and to correlate them with those of the Arctic.

The division and correlation of the Upper Permian is still more in dispute because of the provinciality due to the worldwide regression. From the recent investigations in Iran, India and others by the writer and his collaborators, the Upper Permian is tentatively divided into two series, the Guadalupian and the Dzhulfian (s.l.) in this paper, and the latter is further subdivided into three stages, that is, the Abadehian, the Dzhulfian (s.s.), and the Dorashamian in ascending order, although the characteristics of the Abadehian fauna and the relation to the Amarassian are to be further examined. The correlation is shown in Table 7. The base of the Triassic is referred here to the base of *Otoceras woodwardi* zone in the Himalayas.

A conventional plot of the number of bivalves of various taxonomic levels at different times shows that the marked change took place mainly at genus and species levels, and that the extinction happened not instantaneously but went on through the Late Permian and the great diversity did not occur until the Middle Triassic or later.

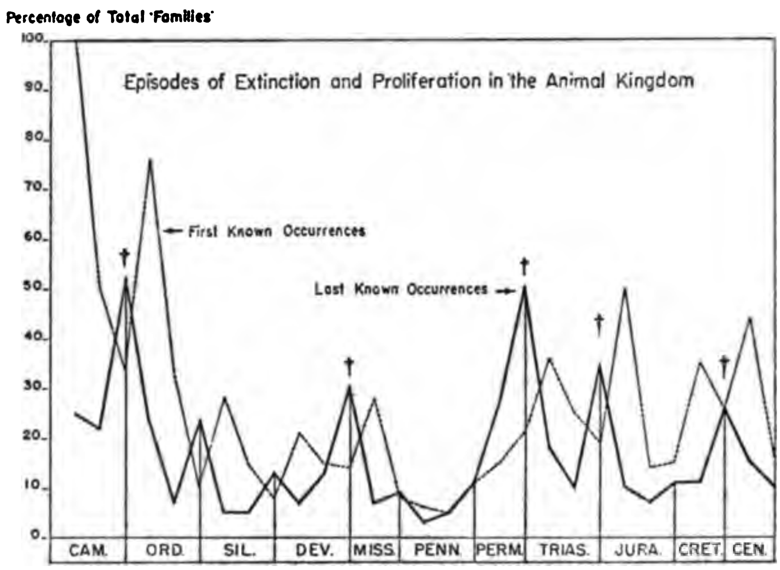
The compositional change of faunal assemblages during the Late Permian in Japan and Malay Peninsula as shown in P-G-O diagrams (Figs. 10 A and B), suggests that the change may be explained by an increasing degree of embayment condition, which is harmonious with the paleogeographic change which is presumed from geological observations.

* 京都大学理学部地質学鉱物学教室　Kyoto University

Many opinions have been presented on the cause of mass extinction, but it is difficult to explain by a simple cause. Thinking the accessible data stated above collectively, the mass extinction at the close of the Paleozoic is considered to be most related to the aggravation of environments for organisms, such as the worldwide regression, especially of shallow epicontinental sea, predominance of dry climate, presumable change of salinity or other chemical components of the ocean. All these must have resulted in excessive competition of organisms and change of ecosystem, which further caused the extinction of many organisms.

## I はしがき

時間層序区分においては区分の大小に関らず，その境界をどこに引くかという問題は何時も議論される所である。そしてこれは，地層をどのように分帯し，どのように対比するかという化石層序学の基本的な問題と必然的に関連を持つ。しかし，中・古生界というような大きなオーダーの区分は，生物群の世界的な規模の大きな変化に基づいており，境界問題としては，このような変化がどのようにして，またどうして起ったかという生物史・進化史的な問題にむしろ多くの興味がそそられている。何故中生代末に海中ではあれ程繁栄をしたアンモナイトが急激に絶滅し，ほぼ時を同じくして陸上生物の王者，恐竜が絶滅したかは，古くから繰り返し論議されている。中・古生界境界における生物群の変化は地質時代を通じて最大であり，いわゆる集団絶滅 mass extinction の最も著しい例とされ，生命の歴史上最大の危機とみなされている（NEWELL, 1962, 1963, 1967）。




第1図 地質時代を通じての動物界の消長を科の出現率，絶滅率で示した図
（実線は絶滅，破線は出現を示す。NEWELL, 1971 より）

第1図は地質時代を通じての生物の消長を科の絶滅率や出現率で示している。各紀の境界は絶滅率の高い所に一致し，それより若干おくれて出現率が増加している。絶滅率の高いのはカンブリヤ紀，デボン紀，ペルム紀，三畳紀，白亜紀のそれぞれ後期である。特にカンブリヤ紀とペルム紀末が最大で，総数の

第1表　主な海棲無脊椎動物の科の消長

| | 新出現数 | 存在数 | 絶滅数 | 次紀への存続数 | 出現数(100万年) | 絶滅数(100万年) | 出現率 % | 絶滅率 % |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Cambrian | 178 | 178 | 108 | 70 | 25 | 15 | 100 | 60 |
| Ordovician | 335 | 405 | 179 | 226 | 56 | 30 | 83 | 44 |
| Silurian | 132 | 358 | 91 | 267 | 33 | 23 | 37 | 25 |
| Devonian | 141 | 408 | 168 | 240 | 28 | 34 | 34 | 41 |
| Mississippian | 115 | 355 | 60 | 295 | 33 | 17 | 32 | 17 |
| Pennsylvanian | 30 | 325 | 50 | 275 | 9 | 14 | 9 | 15 |
| Permian | 29 | 304 | 170 | 134 | 8 | 38 | 10 | 56 |
| Triassic | 144 | 278 | 103 | 175 | 41 | 29 | 52 | 37 |
| Jurasic | 237 | 412 | 87 | 325 | 36 | 13 | 58 | 21 |
| Cretaceous | 302 | 627 | 198 | 429 | 43 | 28 | 45 | 31 |
| Palaeogene | 134 | 563 | 45 | 518 | 34 | 11 | 24 | 8 |
| Neogene | 49 | 567 | 19 | 548 | 20 | 8 | 9 | 3 |

〔放散虫，有孔虫，海綿，古杯類，さんご，こけ虫，腕足類，二枚貝，巻貝，アンモナイト，おうむがい，三葉虫，オストラコーダ，海りんご，海つぼみ，海ゆり，棘皮動物，筆石を含む〕
(PITRAT, 1976; TAPPAN, 1970 の表に著者追加)

50%を越える。しかし，この2つの場合の内容は異なつている。カンブリヤ紀は，後に子孫を残さずに絶滅してしまつた。現在とは非常に異なつた綱や小綱が少なくない。マックアレスター (1968) の言うように，まさしく生物の発展における試行錯誤の時代である。これに対し，オルドビス紀には現在見られる綱がほとんど出揃い，ペルム紀はその後の最大の事件の時と言える。

第1表で示すように，主な海棲無脊椎動物の科の数を見ると，絶滅率40%を越えるのはカンブリヤ紀，オルドビス紀，デボン紀，ペルム紀であるが，オルドビス紀とデボン紀では新しく出現したものが少なくない。すなわち，生物の交代現象を示している。これに対し，ペルム紀の出現率は地質時代を通じて最低に近い。各紀はその長さが一様でないので，これを100万年当りの出現数，絶滅数で表わすと，出現数では全体の平均30.5に対し，ペルム紀は8にすぎず，反対に絶滅数では平均22.5に対し38に達し，ペルム紀が生物界，特に海棲生物における大きな危機であつたことが明瞭である。これに対し，中生代末すなわち，白亜紀は，出現数・率ともに絶滅数・率をずつと上廻わりその性質においてかなり相違のあることが分るであろう。

以下に中・古生界境界付近（上部ペルム系―下部三畳系）における諸問題を通覧し，私見を述べたい。

## II　境界付近の区分問題

### 1.　下部三畳系の区分

三畳系という名前は言うまでもなく，ドイツのいわゆるドイツ相の地層に基づくが，標準区分は海成層の発達するアルプス相の地層に基づく。しかし，アルプスにおける下部三畳系の Werfen 層は海成層の発達は悪く，ペルム系とは不整合であり，アンモナイトの化石帯としては，その上部に *Tirolites cassianus* 帯が認められるにすぎない。WAAGEN and DIENER (1895) が三畳系の標準区分を提唱した際，下部三畳系に Scythian という名をつけたが，模式地はソ連カスピ海西北の Bogdo 山地で，ここにも *Tirolites* 帯しか見られない。従つて国際的標準としては適当でない。

SPATH (1934) は，彼の画期的な論文で，三畳紀を古・中・新の3世に区分し，更に特徴的なアンモナ

第2表 下部三畳系の区分表と各化石帯模式地

| SPATH (1934) | Divisions | Zones | KUMMEL (1957) | | KIPARISOVA and POPOV (1964) | | | ICHIKAWA (1967) | TOZER (1967) Arctic Canada | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Upper Eo-trias | Prohungaritan | | Scythian | *Prohungarites similis* (T) | Olenekian | Proh. | *Prohungarites ? tuberculatus* (O) | Upper Stage | Spathian | | *Keyserlingites subrobustus*<br>*Olenekites plicatus* |
| | Columbitan | *Columbites* (U)<br>*Tirolites* (U, A) | | *Columbites parisianus* (U)<br>*Tirolites cassianus* (A) | | Columb. | *Olenekites spiniplicatus* (O) | | | | |
| | Owenitan | *Ansibirites* (U)<br>*Owenites* (U)<br>*Pseudosageceras* (U) | | *Anasibirites multiformis* (T)<br>*Meekoceras gracilitatus* (U) | | Owenites | *Anasibirites multiformis* (O)<br>*Meekoceras gracilitatus* (O) | Middle Stage | Smithian | | *Wasachites tardus*<br>*Euflemingites romunderi* |
| Lower Eo-trias | Flemingitan | *Flemingites flemingianus* (S)<br>*Koninckites volutus* (S) | | *Flemingites flemingianus* (S)<br>*Koninckites volutus* (S) | Induan | Gyroites | *Koninckites volutus* (S) | Lower Stage | Dienerian | | *Paranorites sverdrupi*<br>*Proptychites candidus* |
| | Gyronitan | "*Celtites*" *fallax* (S)<br>*Prionolobus rotundatus* (S)<br>"*Celtites*" *radiosus* (S) | | *Xenodiscoides fallax* (S)<br>*Prionolobus rotundatus* (S)<br>*Proptychites rosenkrantzi* (G) | | | *Xenodiscoides fallax* (S)<br>*Prionolobus rotund.* (S)<br>*Anakashmirites radiosus* (S) | | Griesbachian | Upper | *Pachyproptychites strigatus*<br>*Ophiceras commune* |
| | Otoceratan | *Ophiceras tibeticum* (H)<br>*Episageceras dalailamae* (H)<br>*Otoceras woodwardi* (H) | | *Vishnuites decipiens* (G)<br>*Ophiceras commune* (G)<br>*Otoceras woodwardi* (H) | | Otoceras | *Ophiceras connectens* (S) | | | Lower | *Otoceras boreale*<br>*Otoceras concavum* |

(A) Alps (G) Greenland (H) Himalaya (S) Salt Range (T) Timor (U) アメリカ合衆国 (O) Olenek 川下流

イトの属名に基づいて16の division または age (期) を設定した (第2表)。SPATH の標準とした化石帯の多くは KUMMEL (1957) に受けつがれ，現在でも標準とする人が多い。KUMMEL は30のアンモナイト化石帯を認めたが，下部三畳系には13の化石帯が含まれていて最も多く，これを Scythian という一つの階名に一括するのは適当でない。また，中・上部三畳系の化石帯は主にアルプスのものであるが，下部三畳系のものは，ヒマラヤ，グリンランド，ソルトレンジ，アメリカなど各地の寄せ集めであつて，相互の層位関係が明瞭でなく，SPATH 自身問題の多いことを認めている。三畳紀古世に限つて division と呼び，age (期) を用いなかつたのは，この間の事情を物語つているものと思われる。

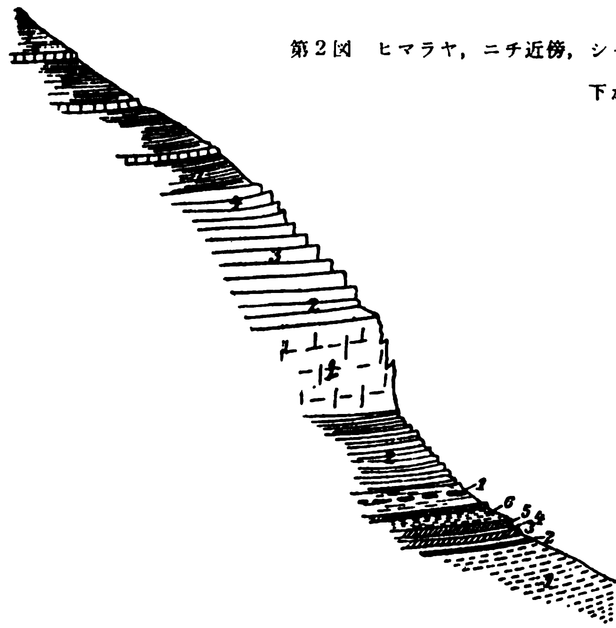
SPATH は三畳紀古世をさらに上，下に2分したが KIPARISOVA and POPOV (1956) はそれらにインダス階，オレネク階と命名し，それぞれソルトレンジとオレネク下流地域を模式地とした。その後 (1964)，Flemingitan 上部の *flemingianus* 帯を Owenitan 下部に対比し，下部の *Koninchites volutus* 帯を Gyronitan に入れ，Flemingitan を廃止した。一方，市川浩一郎 (1967, 1968) は下部三畳系を上，中，下3階に区分する考を出した。最近 TOZER (1965, 1967) は SPATH と全く異なつた区分を提唱している。彼は時間層序区分には，連続した断面における，上下限を明確にした模式が必要であるとし，カナダの北極地域を模式地に指定，下位より Griesbachian, Dienerian, Smithian, Spathian に4分し，10の標準アンモナイト化石帯を設けた。この設定に当つて，それぞれの名前をクリークに付して模式地とした。上記4区分は下部三畳系の層序やアンモナイトの研究に多大の貢献をした人達の名前をとつており，しかも年代順に並べるという芸の細かさを見せている。

以上のように下部三畳系の区分は国際的に一致点に達しているとは言えない。下部三畳系でも上半はテチス区と北極区ではかなり動物群が違つてきており (POPOV, 1961)，テーチス区，特にアンモナイトの豊富なヒマラヤにおいて，精しい調査をして，細かい分帯を行ない，その上で国際的な標準を検討する必要がある。これまでの主な区分と化石帯を第2表に示した。

**2. 三畳系下限の問題**

既述のようにアルプスでは，下部三畳系とペルム系は非整合の関係にあり，また，アンモナイトも下部からは産出していないので，下限を明らかにすることはできない。GRIESBACH (1880, 1891) や DIENER (1901, 1912) は，中央ヒマラヤの Spiti や Niti の地域を調査し，ここではペルム・三畳系が全く整合であると見なし，*Otoceras woodwardi* 帯を三畳系の下底であるとした。その大きな理由は，下位の Productus 頁岩に含まれるペルム紀の腕足類が *Otoceras woodwardi* 帯より上に，全く見い出されないこと，および二枚貝が Werfen 層のものと類似している点にある。一方，NOETLING (1904, 1905) は *Otoceras* 層の中に *Otoceras woodwardi*, *Episageceras dalailamae*, *Ophiceras tibeticum* の3化石帯を識別し，これらをペルム系に含めた(第2図)。その根拠は *Otoceras* 層が岩相的にそれより上位の石灰岩を主とする地層よりも下位の Productus 頁岩に類似し，*Episageceras* はソルトレンジのペルム系上部の Chhidru* 層中の *Episageceras* に酷似しており，*Otoceras* もペルム紀型のアンモナイトであるという点にある。これについては DIENER(1905, 他) の反論があり，現在大部分の学者は *Otoceras woodwardi* 帯の基底を三畳系の基底と見なす点で一致している。しかし，最近 NEWELL (1973) は *Otoceras-Ophiceras* 帯の上限をペルム系の上限とすべきであるという，NOETLING に近い意見を出している。*Otoceras* は本質的にはペルム紀アンモナイトの残存種であり，*Ophicerars* もペルム紀の *Xenodiscus* や *Xenaspis* に最も近縁であり，*Otoceras-Ophiceras* 帯にはしばしば古生代型の腕足類や二枚貝があり(ソルトレンジの例：KUMMEL and TEICHERT, 1965, 1970；カシミルの例：NAKAZAWA et al., 1970)，集団絶滅は，この帯の上限で終了するからという理由である。しかし，日本の黒滝石灰岩 (Owenitan) からは，従来古生代に限られている *Plicatifera ?* や "*Streblochondria*" を産し(NAKAZAWA, 1971)，ヴェルホヤンスク

* つづりは Chideru, Chidru などいろいろであるが，TEICHERT and KUMMEL (1965) によれば，Chhidru が正しいという。




第2図 ヒマラヤ，ニチ近傍，シャルシャルの崖のペルム・三畳系

下から 1. Productus 頁岩，2. 無化石灰岩，3. *Otoceras woodwardi* 帯，4. *Episageceras dalailamae*帯，5. *Ophiceras tibeticum* 帯，6. 無化石頁岩層(Noetling はこれまでペルム系とする)。1. *Prionolobus markhami*帯，2. *Hedenstroemia mojsisovicsi* 帯 (以上下部三畳系)，1. ニチ石灰岩，2. *Ceratites subrobus tus* 帯，3. *Spiriferina stracheyi* 帯，4. *Ptychites* rugifer 帯(以上中部三畳系)，1. *Daonella* 層 (NOETLING は上部三畳系とする)。(FRECH の Lothaea geognostica の中生代，NOETLING より)

地向斜からも幾つかの古生代型の化石を産する (OKUNEVA et al., 1971)。元来，古生物群の変化は一線ではっきりしきられる性質のものではなく，漸移期間が必ず存在し，その中でどこに界を引くかは人為的な問題であると考えられる。*Otoceras-Ophiceras* 帯の下底は全世界的に不整合の所が多く，ここに界を引くのが最も実際的であると考えられる。

三畳系の下底については，以上の外に分帯の問題がある。TOZER (1967) は Griesbachian を2分し，下部は *Otoceras* と *Glyptophiceras* により特徴づけられるが，上部は *Otoceras* が消滅し，*Ophiceras* で特徴づけられるとした。これに対し，KUMMEL (1970) は *Otoceras* 帯は *Otoceras* よりは寧ろ *Ophiceras* の個体数が多く，*Otoceras-Ophiceras* 帯と一括することを主張する。中央ヒマラヤでは確かに両者は共存するが，ここでの厚さは数mにすぎず，いわゆる condensed zone として混在しているのではないかと TOZER (1971) は考えている。まだどちらとも確定できないが，注目すべきことは *Otoceras* の分布範囲は，グリンランド，シベリヤ，中国?，ヒマラヤ，カシミルに限られ，*Claraia stachei* (SPATH の意味の) の分布範囲と一致し*，両者が一つの生物地理区を作っていた可能性がある。それ故，それ以外の地域で *Otoceras* が産しないからと言つても必ずしも *Otoceras* 帯が欠如しているとは言えない可能性がある。

### 3. 上部ペルム系の区分

ペルム系の模式地はウラル山脈であるが，ここでは周知のように上部ペルム系は陸成層で代表され，海成層の標準にはなり得ない。模式地として望ましいのは，三畳系と整合関係にあり，化石の多産する所である。そのような所として有名なのは，ソルトレンジ，ヒマラヤ，ソ連のジュルファなどがあるが，後述

* イランのジュルファから *stachei* の産出が報ぜられているが，これは SPATH の言うグリンランドのものとは異なるし，元来 BITTNER がアルプスのもので *stachei* を設けたが，図がなく，説明で判断するとグリンランドのものと違い，むしろイランのそれに近いと思われる。

第3表　ペルム系の区分表．二重の線は三畳系との境界，太線はペルム系の大区分。2分する人と3分する人がある。

| Spath, 1934 | Schenck et al. 1941 | Gerth 1951 | Glenister & Furnish, 1961 | Furnish, 1966 | Furnish & Glenister, 1970 | Ruzhen. 1965 | Taraz. 1971 | Rost., 1971 | Waterhouse, 1972 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | Induan | Induan / Cl. | Otocer. | |
| Neo-Permian / Prototoceratan (D) | Upper / Dzhulfian (D) | Upper / Chideru / Cyclolobus z. | Dzhulfian (=Cyclolobus) | Dzhulfian (D) | Changhsinian (C) | | Transit. | Dorash. | Upper / Makarewan (N) Ogbinan (D) Waiitian (N) |
| Xenaspian (S) | Panjabian (S) | | | Chidru / Jabian (S) | Chidruan (S) | Dzhulfian | Dzhulfian | Dzhulfian | Middle / Vedian (D) Baiselian (D) |
| | | | | Gothambian (G) | Araxian (D) | | | | Kathwai (S) |
| Waagenoceratan (T.A) | Middle / Guadalupian (A) | Basleo. / Timorit. | Guadalupian / Capitan. | Guadalupian / Capitan. (A) | Amarassi (T) | Guadalupian / Khachik | Abadeh. | Guadalupian | Chidruan (S) |
| | | | | | Capitan Upper / Lower | | Guadalupian | | Kalabargh. (S) |
| | | Lower / Sosio / Waageno | Wordian | Wordian (A) | Wordian Upper / Lower | Gnishik | | | Kazanian (U) Ufimian (U) Kungurian (U) |
| Eo-Permian / Marathonian (A) | Lower / Artinskian (U) | Artinsk / Perrinites | Artinskian / Baigendzinian | Roadian (A) | Roadian | | | | Lower |
| | | | Aktastivian | Artinskian (U) | | | | | |
| | Sakmarian (U) | Sakmar / Properrit. | Sakmarian | | | | | | |
| | | | Asselian | | | | | | |

するように，整合関係に疑問を持つ人も少なくない。その上，時代区分に有効なアンモナイトは産出が限られ，フズリナの分布も特に上部になると限られてくるので，国際的な対比が容易でない。上部ペルム系の区分ほどいろいろな意見の出されている例は少ないであろう。第3表にはこれまで提出された海成ペルム系（特に上部）の区分の主なものを表示した。

アンモナイトに基づいてペルム紀を区分したのは，SPATH (1934) が初めてであるが，彼はソ連のジュルファの *Prototoceras, Stacheoceras, Pseudogastrioceras* を含むフォーナはソルトレンジの *Cyclolobus, Xenaspis, Episageceras* を含むフォーナより新しいと見なし，SCHENCK et al.(1941) もこの考えを踏襲したが，MILLER and FURNISH (1940)，GERTH (1951) や GLENISTER and FURNISH (1961) は両者をほぼ同時期とし，Chideru 階または Dzhulfa 統と一括した。FURNISH (1966) はその後 Dzhulfian を Chidruan より上位としたが，FURNISH and GLENISTER (1970) は Cyclolobidae の進化系列から Chhidruan を逆に上位と考え．Dzhulfian を post-Guadalupian の統名として復活をした。このように Dzhulfian という名前を，上部ペルム系を2分して post-Guadalupian の統名として使用する場合と，模式地の Dzhulfa において *Araxoceras* 型のアンモナイトで代表される部分に限定して使う立場とがある。一つには模式の Dzhulfian と他の地域のペルム系最上部と考えられている地層との対比の仕方に依存している。TARAZ (1971, 1973) は Dzhulfian と Guadalupian の間に Abadehian（アバデ階）と言う階名を提唱し，ROSTOVTSEV と AZARIAN(1971) は Dzhulfian の上に Dorashamian（ドラシャム階）を設けた。WATERHOUSE (1972 a) は腕足類のフォーナも考慮して，多くの層準を設けているが，これらについては次節にゆづる。ここではペルム系上部の区分が如何に一致していないかを指摘するに止める。

## III　代表的地域の層序と問題点

### 1．ソ連・イランのジュルファ付近，およびイランのアバデ付近

ソ連のコーカサス南方，アルメニヤはアラクス川を界にして，イランと国境を接している。アラクス川を隔てて，両国に同名のジュルファという町があるが，これが Dzhulfian の起源である。ソ連領ジュルファ付近は最近詳細に調査され，その結果は大部の報告書となつて出版され（RUZHENCEV and SARYCH-



第3図　イラン，ジュルファの露頭
a：ジュルファ層，b：*Phisonites* 層～*Bernhardites* 層，c：*Paratirolites* 層，d：*Claraia* 層（清水大吉郎氏撮影）



第4図　イラン，アバデ付近の露頭
a：アバデ層 (Unit 4)，b：アバデ層 (Unit 5)，c：*Araxilevis* 層～*Paratirolites* 層 (Unit 6, 7)，d：*Claraia* 層（清水大吉郎氏撮影）

EVA, 1965)，ペルム・三畳系境界問題について大きな論議をまき起した。イラン領は STEPANOV et al. (1969) により詳しく調査されているが，両者の層序や古生物は殆んど同様であり，STPANOV らも基本的には RUZHENCEV らの区分を踏襲している（第3図）。同様の地層はここより約1,200 km 東南にあるイランのアバデ付近にも発達し，TARAZ (1969, 1971, 1973) によつて発表されている（第4図）。

第4表　ジュルファおよびアバデのペルム系上部対比表（ジュルファとアバデの対比は TARAZ の見解）

Dzhulfa, USSR (RUCHENZHEV et al., 1965) Dorasham

| Stage | No. | Horizon | Thickness |
| --- | --- | --- | --- |
| Olen. | | | |
| Induan | | *Claraia* Horizon | |
| Induan | 4 | *Paratirolites* Horizon | 19.5 m |
| Induan | 3 | *Bernhardites* Horizon | |
| Induan | 2 | *Dzhulfites* Horizon | |
| Induan | 1 | *Tompophiceras* Horizon | |
| Dzhulfian | 5 | *Phisonites*-*Comelicania* Horizon | 43.5 m |
| Dzhulfian | 4 | *Vedioceras*-*Haydenella* Horizon | |
| Dzhulfian | 3 | *Araxoceras*-*Oldhamina* Horizon | |
| Dzhulfian | 2 | *Araxilevis* Horizon | |
| Dzhulfian | 1 | *Codonofusiella*-*Reichelina* Horizon | 4.15 |
| Guadlupian | | Khachik Beds 90-100 m | |
| Guadlupian | | Gnishik Beds 70-100 m | |

Julfa, IRAN (STEPANOV et al. 1969) Kuh-E-Ali Bashi

| Unit | Zone | Thickness |
| --- | --- | --- |
| G | *Meekoceras* *Claraia* | |
| G | *Claraia* Zone | |
| F | *Paratirolites* Z. | 3.6 |
| E | *Bernhardites* Z. | 17.6 m |
| E | *Dzhulfites* Z. | |
| E | *Tompophiceras* Z. | |
| E | *Phisonites*-*Comelicania* Z. | |
| D | *Haydenella*-*Pseudowellerella* Z. | 16.7 |
| C | *Pseudogastrioceras*-*Permophricadothyrus* | 16.6 m |
| C | *Araxilevis*-*Orthotetina* Zone | |
| B | | 168 m |
| A | | |

Abadeh, IRAN (TARAZ, 1971)

| Unit | Beds | Thickness | Stage |
| --- | --- | --- | --- |
| 8 | *Claraia* Beds | 190 m | |
| 7 | *Paratirolites* B. | 16.3 m | Induan |
| 7 | *Dzhulfites*-*Bernh.* B. | | |
| 7 | *Pseudogastrioc.* Beds | | Dzhulfian |
| 6 | *Araxoceras* B. | 24 m | Dzhulfian |
| 6 | *Araxilevis* B. | | |
| 5 | small fusulinids | 56 m | |
| 4 | *Bellerophon* *Spinomarginifera* | 278 m | Abadehian |
| 3 | *Leptodus nobilis* *Palaeofusulina* | 110 m | |
| 2 | | | Gua. |

さて，ジュルファの模式地ドラシャムでのペルム・三畳系は第4表のように細分されている。RUZHENCEV らは *Tompophiceras* 層より上を下部三畳系とみなし，この部分に多数のペルム紀より引き続く，さんご，腕足類，こけ虫，オストラコーダなどの存在を報告してセンセーションを巻き起した。彼らが下部三畳系とみなした根拠は，*Tompophiceras* はシベリヤでは *Otoceras boreale* と共存すること，その上の *Bernhardites* はソルトレンジでは *Ophiceras* 帯直上の Gyronites 帯（下部のセラタイト石灰岩）の "*Celtites*" *radiosus* と同種であるという点にある（SHEVYREV, 1965）。TOZER (1969) は SHEVYREV の比較したシベリヤの *Tompophiceras* は変形した標本で，ジュルファの標本も変形し同定できないと言い，また，ソルトレンジの *Bernhardites* は極めて不完全で，十分な比較はできない点をあげて三畳系説を否定した。同様の見解は KUMMEL and TEICHERT (1971) によつても表明された。また CHAO (1965) は問題の地層を，中国のペルム系最上部の長興階に対比される可能性を指摘した。一方，ROSTOVTSEV and AZARIAN (1971) は，*Paratirolites* 層の上位にある *Claraia* 層の下部から *Ophiceras, Gyronites, Koninckites* を発見し，これらが *Otoceras* 帯から *Gyronites* 帯に対比されるので，*Paratirolites* 帯以下はペルム系にした方がよいとし，*Phisonites* から *Paratirolites* 帯までの部分はペルム系の最上部を代表するもので，これに対し Dorashamian という階名を提唱した。筆者らもイラン側のジュルファにおいて，*Claraia* 層の最下部より ophiceratid を，やや上位から *Gyronites* を発見しており（NAKAZAWA et al., 1972 MS*）*Paratirolites* 帯までをペルム系に含めることに賛成する。

Dzhulfian の下限については STEPANOV らは RUZHENCEV らと少し意見が違つている。RUZHENCEV らは *Codonofusiella-Reichelina* 帯（約4 m）までを Dzhulfian としたが，STEPANOV らは同帯は上位の地層とは全くフォーナが異なる所から，この帯までを Guadalupian に含めた。

イランにおけるもう一つの問題は TARAZ (1971) によって提唱された Abadehian である。彼はアバデの断面では Dzhulfian (STEPANOV らの意味) の下位には post-Guadalupian とみなされる300 m 以上の地層があり，これを模式としている。その理由は，この地層から *Leptodus nobilis* や *Palaeofusulina* を産することをあげている。*Palaeofusulina* は，しかし，*Codonofusiella* の誤認らしい（石井健一氏口頭）。その後 TARAZ (1973)，特に有孔虫の比較から，Pamirian を Abadehian の下部に対比し，Abadehian は post-Guadalupian で pre-Dzhulfian であると強調したが，古生物学的裏付けが十分とは言えず，また下位の Guadalupian とされる地層との関係も明らかでない。石井・中村 (1973) によれば，アバデ層は上位の *Codonofusiella-Reichelina* 帯と，下位の *Staffella* 帯に分けられ，ジュルファでは，*Staffella-Codonofusiella-Reichelina* 帯がこれに相当し，中国楽平統下部の *Codonofusiella-Reichelina* 帯に対比できるという。もしそうであれば，TARAZ の主張するようになる。現在われわれは，古生物群全体の検討を進めており，近い将来に結論が出せると思っている。

### 2. ソルトレンジ，カシミル，ヒマラヤ

これらの地域の上部ペルム系はフズリナを産せず，さんごも極めて稀であつて，テチス地域というよりは，亜ゴンドワナまたはゴンドワナ周縁部とも言うべき生物地理区を作つていると思われる。ペルム・三畳系は整合であると考えられ，境界問題研究の古典的な地域である。特にソルトレンジについては，多くの研究がなされ，最近では KUMMEL と TEICHERT (1970) の編集になる著書で詳論されている。ヒマラヤ地域はアプローチが困難であつて，古典的な研究以後余り進展していないが，カシミルについては KUMMEL 達 (1969) や，著者ら (NAKAZAWA et al. 1970) により再検討され，その詳細は現在われわれの手によつてまとめられつつある（第5表）。

ソルトレンジには2つの問題がある。1つは下部三畳系の基底の問題であり，もう1つは Chhidru 層の層位的位置の問題である。SCHINDEWOLF (1954) の *Ophiceras connectens* の発見によつて，ここの

* Iranian-Japanese Cooperation Research Group (1972) : Preliminary Report on the Permian-Triassic Sequences in Abadeh and Julfa Regions.

第5表 ソルトレンジ，カシミル，ヒマラヤの区分と対比表

| Salt Range | | | | |
|---|---|---|---|---|
| * | ** | WAAGEN, 1879; 1895 | KUMMEL & TEICH 1966, 1970 | |
| Scythian | Scythian | Topmost Ls<br>Dolomite Bds.<br>Bivalve Beds | Minwali Formation | Narima Member |
| | | Ceratite Beds | | Mittiwali Member |
| | Dz. | Upper Productus Limestone | | Kathwai Member |
| Chhidru | Guadalupian | | Chhidru Formation | |
| Guadalupe | | Middle Productus Limestone | Kalabagh M.<br>Wargal Formation | |
| Artinsk. | | Lower Productus Limestone | Amb Formation | |

| Kashmir | | |
|---|---|---|
| MIDDLEMISS, 1905 | NAKAZAWA et al. 1969, 1973 | |
| Lower Trias (?) | "Khunamuh" Formation *** | Owenites Z.<br>Kashmirites Z.<br>Vishnuites Z.<br>Proptychites Zone<br>Ophiceras Z.<br>Otoceras Z. |
| Shales with thin-bedded Limestone | | Mixed Zone |
| Dark Shales<br>Proteretepora Shales & Ls<br>Dark grey Limestone | Zewan Group | |
| Siliceous rocks<br>Novaculite | Lower Gondwana | |

| Himalaya |
|---|
| DIENER, NOETLING, 1905 |
| Stephanites Beds |
| Hedenstroemia Beds<br>(Pleminsites Beds) |
| Prionolobus Beds |
| Otoceras Beds |
| Productus Shales<br>(Kuling Shales) |

* Kummel & Teichert
** Grant
*** Tentative name

下部三畳系は Otoceratan を含むことが明らかになつたが，これが *Otoceras woodwardi* 帯に相当するという考 (KUMMEL, 1970) と TOZER (1971) のように *Otoceras woodwardi* 帯を欠き，彼の Griesbachian 上部から始まるという意見がある。KUMMEL 達は下部三畳系と上部ペルム系の間に海退の時期があり，非整合であるとみなしているが，近接するカシミルやヒマラヤからは，*Otoceras* を産する事実を考えると，TOZER の意見の方が良さそうである。

Chhidru 層の層位的位置については，ペルム系区分の問題で述べたように，SPATH 以来いろいろの意見がある。GRANT (1970) は，KUMMEL, TEICHERT が残存生物群と見なした下部三畳系 Kathwai 層下部のペルム紀型腕足類を Dzhulfian のそれに対比し，Chhidru 層の腕足類を Guadalupian に比較した。WATERHOUSE (1972) も Chhidru 層とその下位の Kalabagh 層の腕足類や，ヒマラヤの Productus 頁岩層の腕足類も Guadalupian のものに対比し，Dzhulfian の大部分を欠如すると見なした。CHAO (1965) は，中国のペルム系をアンモナイトで分帯した際，Changhsinian (長興階) の *Pseudotirolites-Pleuronodoceras* 帯相当層をソルトレンジでは欠如しているとしたが，FURNISH and GLENISTER (1970) も長興階を Chhidruan より上位に置いた。

カシミルでは見かけ上，ペルム系と三畳系は全く整合的で，しかもここでは下部三畳系の示準化石ともみなされる二枚貝 *Claraia stachei* が，ペルム紀の腕足類，二枚貝と共存する部分が3mあり，トップでは *Otoceras clivei* や *Glyptophiceras* と共存する (第5図)。NAKAZAWA et al. (1970) は共存する部分を mixed zone (混合化石帯) とし，その下底に中・古生界の界を引いた。これは KUMMEL et al. (1969) と同意見であつた。その理由は，*Otoceras clivei* 帯をヒマラヤの *O. woodwardi* 帯やカナダの *O. boreale* 帯に対比し，その下位の mixed zone をカナダの三畳系最下部の *O. concavum* 帯に対比したからである。これに対し，TOZER (1972) は *O. clivei* の出現から三畳系とみなした。*O. clivei* と共




第5図　インド，カシミル，グリュルラビンの露頭
a：ペルム系 Zewan 層 b：混合化石帯 c：下部三畳系 khunamuh 層（徳岡隆夫氏撮影）

存するペルム紀の化石 *Etheripecten* sp., *Plicatifera* sp. や *Marginifera himalayensis* は何れも個体数はごく僅かの破片であつて，二次化石の可能性もある。WATERHOUSE (1972 a) も二次化石と考えている。もしそうとすれば，見かけ上は全く整合かつ漸移的で陸化した形跡は全くないので，いわゆる blended paraconformity と言うことになる。しかし，DIENER (1915) によれば，Barus より2マイル北では，*Xenaspis* cf. *carbonarius*, *Pseudomonotis* n. sp. が多数のペルム紀腕足類と共存する。この *Xenaspis* は Ophiceratid の可能性あり，*Pseudomonotis* は *Claraia stachei* である*。また，*Cyclolobus walkeni* は混合帯より 20 m 下位に発見され，これよりずつと下位に有孔虫の *Colaniella*（これは今迄は *Lepidolina kumaensis* 帯から *Palaeofusulina* 帯に産出が限られる）を産出することから，WATERHOUSE の主張する Guadalupian とは到底考えられず，post-Guadalupian であることは疑を入れない。ジュルファ・中国のような典型的なドラシャム階，または長興階のアンモナイトや腕足類を産しないのは，欠如しているのではなく，生物地理区が異っているとの解釈も可能であつて，その結論は将来の検討を待たざるを得ない。もし，カシミルの断面が一連であることが古生物的にも実証されれば，Chhidru 層も恐らくペルム系の最上部を代表し，下部三畳系との関係は，たとえ不整合であつてもその時間的間隙は小さいものである。これからの問題は，Chhidru 層，Zewan 層，Productus 頁岩のフォーナを，遠く離れた合衆国の Guadalupian のそれと比較するのではなく，ずつと近い中国の楽平統や茅口石灰岩のそれと比較検討することが，より重要であると思われる。最近 MU et al. (1973) はチベット・ヒマラヤのペルム系の化石は Zewan 層，Productus 頁岩層，ソルトレンジの Wargal 層のものに酷似し，楽平統のものと共通しないことから，この地層は下部ペルム系上部（中国での区分で茅口階に相当）で，三畳紀の *Otoceras* 層とは paraconformity であろうとしている。もしそうとすれば，茅口石炭岩により類似している筈であるが，その点は全くふれていない。

### 3. 中国および日本

中国はタイプのジュルファ地域とアンモナイトから確実に対比でき，その上，フズリナとの分帯との関連もはつきりしており，国際的標準となり得る重要な地域である。また，日本との関係も深いので，日本の国際対比からも大切である。中国では，上部ペルム系の楽平統は呉家坪（Wuchiaping）階と長興階に2分され，フズリナによつてそれぞれ *Codonofusiella* 帯と *Palaeofusulina* 帯とに分帯される (SHENG, 1963)。CHAO (1965) によれば，呉家坪階は *Andersonoceras*, *Kiangsiceras*, *Araxoceras*, *Vescotoceras*

* DIENER, C. (1915) : The Anthracolitic Fauna of Kashmir, Kunaon and Spiti. *Palaeont. Indica*, *N. S.*, Vol. 5, No. 2, Pl. 6, Fig. 1.

**第6表　中国と日本の対比表 (KANMERA and NAKAZAWA に基づき単純化し，一部改変)**

| South China | | | | | Japan: Southern Kitakami | | Japan: Kyushu | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Lower Trias | Yehlang P.<br>Tayeh P. | Chinglung P. | Entolium<br>Bakevellia<br>Eumorphotis<br>"Oxytoma"<br>Claraia wangi | Columbites<br>Tirolites<br>Owenites<br>Koninckites<br>Vishnuites<br>Ophiceras<br>Otoceras? | Lower Trias | Subcolumbites<br>Meekoceras<br>Euflemingites<br>Glyptophiceras<br>Neoschizodus | | | | Meekoceras<br>Koninckites<br>Eumorphotis |
| Lopingian | Changsing | Palaeof. | Palaeofusulina sinensis<br>Reichelina<br>Nankinella<br>Colaniella parva | Pseudotirol.<br>Changsingoc.<br>Pleuronodoc.<br>Pseudogastrioceras | Toyoma Series | Kitakamispira-Nuculopsis Z. | Kuma Formation | (fossil not found) | Mitai P. | Staffella<br>Nankinella |
| | | | | | | Palaeoneilo-Phestia Z. Araxoceras | | | | Palaeofusulina cf. sinensis<br>Reichelina changsindens.<br>Codonofusiella |
| | Wuchiaping | Codonofusie. | Codonofusiella<br>Reichelina<br>Nankinella<br>Dunbarula<br>Sphaerulina<br>Leella | Prototoceras<br>Araxoceras<br>Vescotoceras<br>Andersonocer. | | Euphemitopsis-Astartella Z.<br>Stacheoceras | | Codonofusiella | | f |
| | | | | | Kanokura Series | Lepidolina kumaensis | | Lepidolina<br>Codonofusiella<br>Reichelina<br>f | | f |
| Yangsinian | Maokou | Yabeina | "Yabeina" ubl.<br>Colania megasp.<br>Chusenella | Waagenoceras<br>Mexicoceras | | Lepidolina multis.<br>Colania | Yonagu Form. | Yabeina globosa<br>Verbeekina | Iwato Form. | Yabeina katoi<br>Neoschwagerina margaritae |
| | | Neoschw. | Colania douvil.<br>Neoschwagerina<br>Sumatrina | Waagenoceras<br>Mexicoceras | | Monodiexodina | | Neoschwagerina margarotae | | Neoschwagerina |

を産し,疑いもなく,ジェルファの狭義の Dzhulfian に相当する。長興階は *Pseudotirolites*, *Pleuronodoceras*, *Pseudogastrioceras*, *Pesnodoceras* を含み，特に *Pseudotirolites* はジュルファにおける *Paratirolites* に近縁で，ペルム系最上部のドラシャム階に対比できる。一般に下部三畳系の *Claraia wangi* で特徴づけられる黄緑色頁岩により，非整合に被われるが，貴州では整合の所もある(殷, 1962)。*C. wangi* は *Ophiceras* cf. *communne* と共存，または *Ophiceras* sp. より下位にくる所もある。恐らく *Otoceras* 帯から *Ophiceras* 帯にわたる。*

日本の大型フズリナのトップを占める *Lepidolina kumaensis* 帯は全体としては *Yabeina globosa* 帯より新らしく (KANMERA, 1954 ; OZAWA, 1970 ; TORIYAMA, 1973)，九州では中国の楽平統下部の *Codonofusiella* 帯と共通する小型有孔虫 (*Codonofusiella*, *Danbarula*, *Rauserella*, *Reichelina*) を含み，また舞鶴帯ではほぼ同層準から *Palaeofusulina minima* や *Reichelina* を産し，中国の *Codonofusiella* 帯下部に対比できる (KANMERA and NAKAZAWA, 1973)。しかし，中国では *Codonofusiella* 帯は広域にわたり非整合で茅口石灰岩に接しており，この変動は東呉運動と称せられている。*Lepidolina kumaensis* 帯はこの変動により欠如している可能性が強い(第6表)。長興階を特徴づける *Palaeofusulina* 帯のフォーナが最近，勘米良 (1970 ; KANMERA and NAKAZAWA, 1973) により宮崎県上村(かむら)や，大分県津久見から発見されており，上村では下部三畳系に非整合に被われている。舞鶴帯の *Palaeofusulina sinensis* を含む石灰岩は従来 *Lepidolina kumaensis* 帯より下位とされたが (SHIMIZU, 1962)，最近の調査では，両者断層関係にあつて，層位関係は不明であるが，恐らく長興階であろう。

村田 (1973) によれば，北上の叶倉統は，*Lepidolina kumaensis* 帯で終り，その上の登米統に3つの

* 宵龍石炭岩では *Otoceras* cf. *woodwardi* が *Meekoceras* (=*Prionolobus*) *hodgsoni involtum*, *Pseudosageceras* と共存するが，同定に再検討を要する。

化石帯が認められ，下位より *Euphemitopsis-Astartella* 帯，*Palaeoneilo-Phestia* 帯，*Neocalamites* 帯（最近の私信では *Kitakamispira-Nuculopsis* 帯）とされた。注目すべきことは，最近 *Palaeoneilo-Phestia* 層準から，*Araxoceras* cf. *kiangsiensis* が見出され（村田　私信），また筆者は *Euphemitopsis-Astartella* 帯中部から *Stacheoceras* cf. *trimarti* を発見している。前者は中国の呉家坪階と共通し，後者はヒマラヤの Kuling 頁岩（≒Productus 頁岩）のものと酷似している。日本の資料から逆に判断すると，Kuling 頁岩の *Stacheoceras* 層準は Guadalupian ではなく，それより後の呉家坪階，すなわち狭義の Dzhulfian とみなしてもよいことになる。

**4．上部ペルム系―下部三畳系の対比**

上に述べてきたように，下部三畳系の対比については，汎世界的な種類が多いため，問題は少ないが，ペルム系上部では国際的な区分が確立しておらず，対比は容易でない。一番問題は，Chhidru 層，Zewan 層，Productus 頁岩などの位置づけであって，WATERHOUSE や GRANT により代表されるように，Guadalupian（恐らく上部）に対比する立場と，FURNISH and GLENISTER のように，Dzhulfa の *Araxoceras* 層準より上と見なす意見すらある。しかし，WATERHOUSE (1972) も指摘するように変化の少ない Cyclolobidae の進化系列のみに頼るのは危険で総合的に判定されなければならない。カシミルの Zewan 層群の *Cyclolobus walkeri* は *Colaniella* より上位にあること，ヒマラヤの Productus 頁岩の *Stacheoceras trimarti* は登米層からも産することなどより考えると，少くも上部は post-Guadalupian であろう。むしろ最上部のドラシャム階または長興階の有無が問題である。TARAZ の提案した Abadehian は古生物学的に更に検討を要するが，層位的位置とフズリナから見ると，日本の *Lepidolina kumaensis* 帯にほぼ対応しているようである。ドラシャム階が長興階に相当することはまず疑いない。上部ペルム系の標準としては，ジュルファやアバデ，それに中国がその候補に挙げられる。筆者は，暫定的に post-Guadalupian の統名として，広義の Dzhulfian，ジュルファの *Araxoceras* 層～*Vedioceras* 層を狭義の Dzhulfian とした。それに基づいた対比を第７表に示す。Guadalupian と Dzhulfian (s. l.) との層位関係は必ずしも明確でない。Guadalupian の最上部の Amarassian とされる部分と，Dzhulfiain (s. l.) 最下部の Abadehian とがどのような関係であるか問題であり，一部重複する可能性がある（SPINOSA et al.

第７表　世界の主な地域の対比案

| 統 | 階 | | Dzhulfa | 中国 | | | 日本 | | | | | U.S.A. | | Salt Range | Kashmir | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Eo-Trias. Eo-Triassic | | | <u>Claraia</u> Beds | 大冶石灰岩<br>飛仙関統<br>夜郎統 | | | 稲井層群 下部 | | | 上村層 | 夜久野層 下部 | Thaynes F.<br>Woodside F.<br>Dinwoody F. | Redbeds | Narima M.<br>Mittiwali<br>Kathwai M. | Khunamuh Form. | <u>Meekoc.</u><br><u>Otocer.</u> |
| Dzhulfian (s. l.) | Dorashem. | | <u>Paratirolites</u> Bed<br>"<u>Tompophicer.</u> Bed | 楽平統 | 長興階 | 長興石灰岩<br>大隆層 | 登米統 | (登米層) | | 三田刃層 | 公庄層 | | | 一部? | | Mixed zone |
| | Dzhulfian (s. s.) | | Dzhulfa Beds | | 呉家坪階 | 呉家坪石灰岩<br>合山石灰岩<br>楽平炭層 | | | 球磨層 | | 舞鶴層群 | ? Ochoan | | Chhidru F. | Zewan Form. | |
| | Abadehian | | Khachik Beds | | | | 叶倉統 | 岩井崎階 | | | | | | | | |
| Guadalupian | Capitanian | Upper | | 陽新統 | 茅口階 | 茅口石灰岩<br>丁家山層<br>孤峰層 | | | 手奈久層 | 岩戸層 | | Polydiexod. | <u>Eoaraxocer.</u><br><u>Timorites</u> | | | |
| | | Lower | ?<br>Gnishik Beds | | | | | | | | | | <u>Kingoceras</u> | Kalabagh | | |
| | Wordian | | | | | | | | | | | Parafusulin. | <u>Waagenocer.</u><br><u>Cibolites</u> | Wargal Ls. | | |

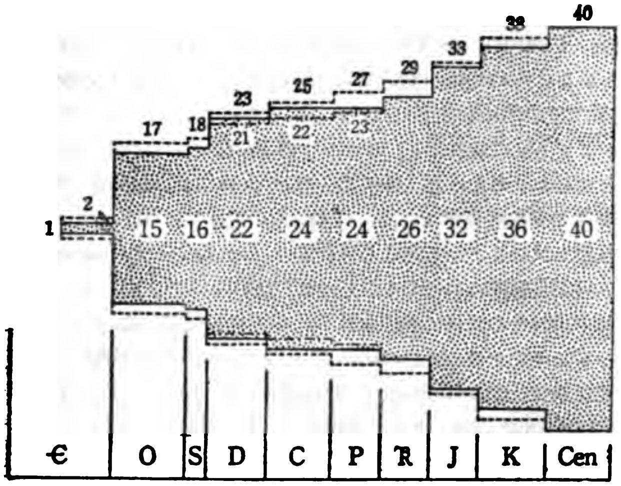
1970)。一方ドラシャム階のアンモナイトはかなり局地的であり，かつ地層の厚さは約20 m，中国の長興石灰岩でも100 m前後で比較的薄い。それが地理的には Gondwana に近いカシミル，ヒマラヤに出ないから欠如しているとするのは早計であろう。同様に地向斜性の厚い堆積層中の局地的な腕足類フォーナに基づいて WATERHOUSE (1969, 1972) は New Zealand の Makarewan を *Paratirolites* や中国の *Pseudotirolites* よりも上位としたが根拠が薄い。

## IV　境界付近の古生物群の変遷

中・古生界境界付近で，古生物群がどのように変化したかは，各分類のそれぞれについて検討すると同時に，各地域毎に生物群相互の関係を吟味しながら調べる必要がある。前者については二枚貝を，後者については日本を例にとって述べてみたい。

### 1.　二枚貝の変遷

二枚貝は言うまでもなく，分類から言えば軟体動物門の二枚貝綱であり，多くの目，科，属，種を含んでいる。その変遷を考える場合，分類単位を大きくとれば，年代の区分単位も大きくとる必要があろう。もし超科の単位をとり，時間を紀のオーダーで考えた場合，その数で地質時代における消長を表わすと，第6図が得られる。すなわち，カンブリア紀中期に出現し，オルドビス紀に爆発的に発展し，デボン紀にかなり増加するが，石炭紀，ペルム紀を通じて殆んど変らず，中生代から現在まで漸増していることが分る。中・古生代の境では特に変った現象は認められない (STANLEY, 1968 の図も同様である)。次にペルム紀を2分，三畳紀を3分し，科，属の数の変化を示したのが




第6図　地質時代における二枚貝綱の消長
数は超科をとる。破線は疑わしいものも含んだ図で，点破線は淡水に限られる超科を除いたもの。(NAKAZAWA and RUNNEGAR, 1973)

第7図Aである。ペルム紀を2分したのは，一般に3分より2分している例が多く，統計をとりやすいためである。この場合，Guadalupian 以後が上部である。また，種数をとらなかつたのは，種の同定は個人差が多いことと，資料が得難いためである。これで明らかなように，ペルム紀末の著しい減少は，科および属のレベルであつて，超科ではない。この図は実際に産出している数をそのままとつたのであるが，その前後の出現関係から，当然存在していたにもかかわらず，発見されていないものもある筈である。第7図Bは，その補正をしたものであり，この方がより実体に近いと考えられる。(詳細は NAKAZAWA and RUNNEGAR, 1973)。図から明らかなように，ペルム紀における絶滅は，主に属以下のレベルで生じているのに反し，三畳紀後期の著しい発展は，超科のレベルでも起つている。

次に，このような絶滅現象が，ペルム紀・三畳紀境界で突然に起つたものであるか否かを検討してみる。第8図Aはペルム紀後期と三畳紀前期を更に2分した場合の変化を示している。古生代末の二枚貝の絶滅は，決してペルム紀末に限られるものではなく，ペルム紀後期を通じて進行していたことを，この図は明確に物語つている。また，三畳紀前期を通じて種類が極めて少なく，新しい二枚貝によつて交代されるまでには，かなりの時間を要したことも分る。

次に，二枚貝の仲間はどれでも同じような変遷を示しているだろうか。何かこのことから絶滅の要因に

対する示唆が得られないだろうか。第8図B～Iに，二枚貝の中の各目 (Order) 毎の消長を示した。その中で特に優勢な Pterioida, Veneroida, Pholadomyoida に注目しよう。Pterioida は生態から言えば，海底に潜らない epifauna と称されるものが主体である。一方，Veneroida と Pholadomyoida はほとんどが底質中に穴を掘つて潜つている infauna である。このように生態が異なるにも関らず非常によく似たパターンを示していることは，epifauna も infauna も共に同じように影響を被つたことを示唆している。Pholadomyoida が著しい減少を示しているのは，この仲間がペルム紀には，比較的高緯度地方（オーストラリヤ，南米，シベリア）に分布が偏つているのに関連をもつのかもしれない。細かく見れば，Pterioida の方が Veneroida より強く影響を受けている。

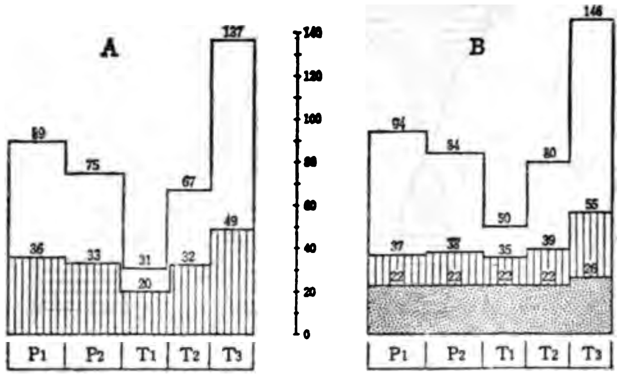
ただ注目を引くのは，比較的小さな一群ではあるが，Nuculoida がほとんど影響を受けていない点である。この仲間は原始的で，かつ他の仲間が水を吸いこんでその中の懸濁物質より栄養を摂取する suspension feeder であるのに対し，これは堆積物を食べている deposit feeder である。また，水管の発達により，一層海底に潜ることに適応し，中生代以降の二枚貝の主力をなす Veneroida が，三畳紀最初期には発見されていないことも注意を引かれる点である。

以上，二枚貝を例にとつて検討した結果を要約すれば次の通りである。

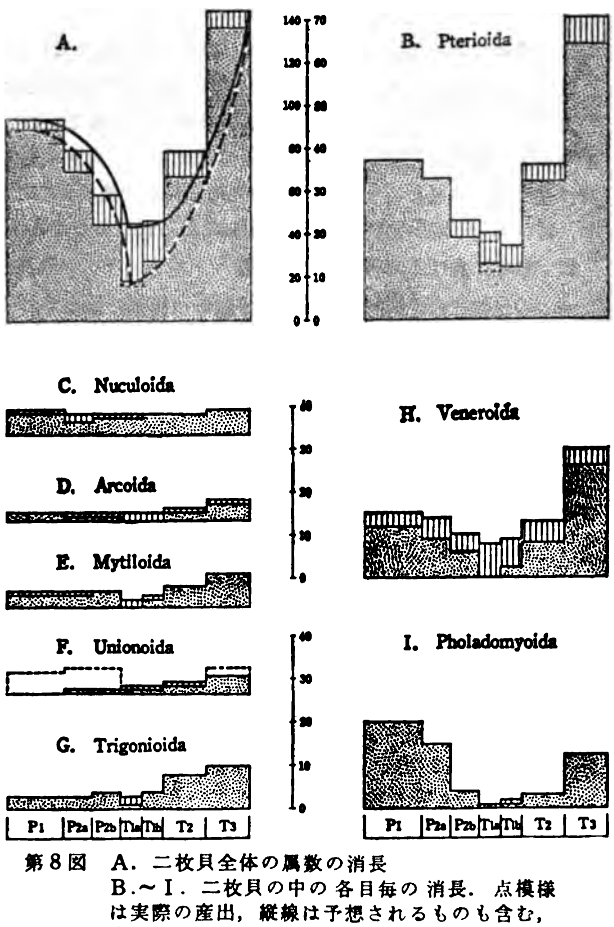
a）古生代末の絶滅は，主に属以下のレベルで起つている。

b）その変化は，ペルム・三畳紀の界で突然生じたものでなく，少くともペルム紀後期といつた，長い期間を通じて進行した。

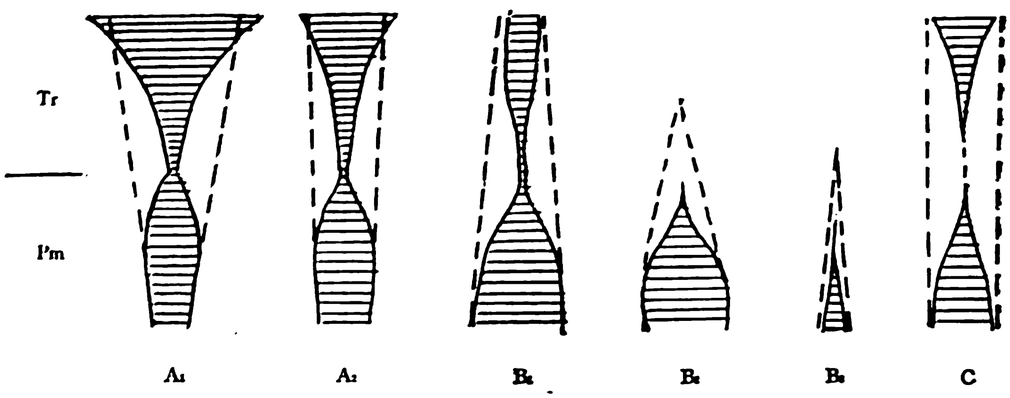
c）海底に潜るものも，潜らないものも，似たような影響を被つている。ただ




第7図　ペルム・三畳紀を通じての二枚貝の消長を科（縦線），属の数で示したもの，なお超科は Bの網模様。Aは実際に産出する数，Bは産出の予想される数も含めて示す。




第8図　A．二枚貝全体の属数の消長
B.～I．二枚貝の中の各目毎の消長．点模様は実際の産出，縦線は予想されるものも含む，
(NAKAZAWA and RUNNEGAR, 1973)




第9図 中・古生代境界における消長のパタン
A：繁栄期にあるもの $A_1$ アンモナイト亜綱，二枚貝綱，$A_2$ 腹足綱 B：衰退期にあるもの $B_1$ 腕足類綱，$B_2$ フズリナ超科，$B_3$ 三葉虫綱 C：ほぼ一定，花虫綱，こけ虫綱，Pm ペルム紀，Tr 三畳紀 破線：全体の傾向，黒：実際の消長。

し，泥食者である Nuculoida のみは，ほとんど変化しない。

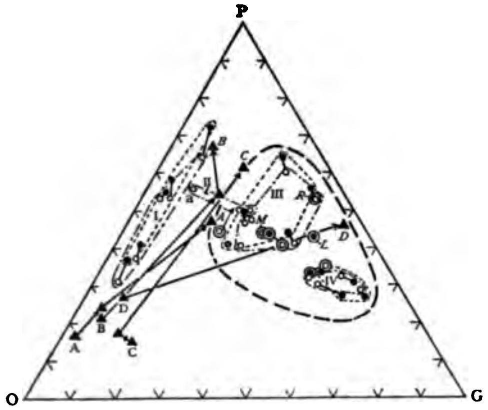
d）三畳紀初期を通じて，二枚貝は汎世界的な分布をするにも関らず，種類は極めて少ない。

二枚貝は他の生物と比べ，恐らく最も影響を受けることの少なかつた生物群の1つであつて，この図式がそのまま他の生物群に当てはまるとは思えない。大きく見て，繁栄期に向うものと，衰退期にあるものでは違つてくるであろうし，環境の変化に対して強いものと弱いものでも異るであろう（第9図）。しかし，b)，d）の事項は各生物群に共通して見られるようである。

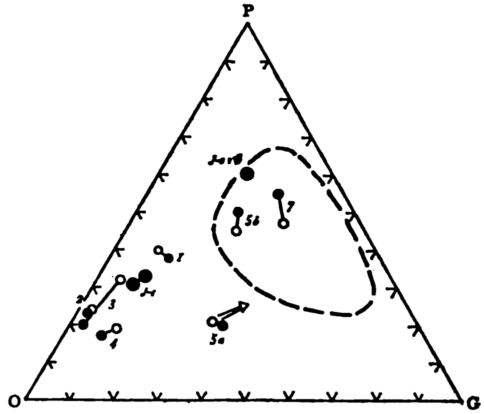
**2. 日本における海棲生物群の変遷**

一つの生物社会を規制する要素は多数かつ複雑であつて，その解析は現在の生物社会にあつても容易でない。海中の底棲生物にあつては，外的条件としては，深度，温度，水流の強弱，塩分濃度，底質，混濁物質の量など種々あり，加うるに生物相互の食物関係，競争，寄生，共生関係を通じて，一つの生態系を作つている。化石からこれらの相互関係を明らかにするのは，至難な業であるが，いろいろなアプローチの仕方が考えられよう。

日本のペルム系の場合，その層相は大きく見て，石灰岩相，地向斜堆積相，陸棚砕屑岩相に区分でき（NAKAZAWA and NEWELL, 1968)，それぞれ特有の生物相がある。石灰岩相がフズリナやさんご，海ゆり，こけ虫，石灰藻が主体であり，陸棚砕屑岩相は腕足類，二枚貝が主体をなしている事より見ると，砕屑物質の供給量と底質が生物相に，大きな関係を持つているに違いない。しかし，同じ砕屑岩相でありながら，ペルム系の中部と上部では，かなり組成が違う事実は，どう説明できるであろうか。NICOL(1965)は，アメリカのペルム系の潟性と考えられるフォーナが，普通のフォーナとは著しく異なり，二枚貝や巻貝を主体としていること，そしてこの組合わせは，現在の高鹹性または逆に汽水性の潟のフォーナとよく似ていることを注目した。更に，二枚貝や巻貝は，古生代末の集団絶滅の際にも生きのびて，中生代に繁栄している事実を指摘した。筆者はこれを，三角ダイヤグラムにプロットしてみた（第10A図)。Blain and Dog Creek 層を除いては，図の太い破線の範囲内にすべて収まる。また，属と種とを分けて見ても，余り変らない結果を得た。参考のために宮地，波部その他の人達の調査による，現在の内湾の遺骸群集のデータを整理して，同じダイヤグラムにプロットして見ると，湾奥の強内湾性の群集は，上述の範囲内か，または極めて近い所にある。（なお，現生の場合は個体数を用い，また固い殻を持たず，化石になりにくい多毛類などは除いて計算した。)




第10A図　二枚貝(P)-巻貝(G)-その他(O)三角ダイヤグラム
I. Blain and Dog Creek 層, II. Kaibab 層, III. Whitehorse 層, IV. Fort Apache 層（以上何れもアメリカ合衆国の潟成のペルム系), L. Lagna Madre (現在の高鹹性潟), R. Rockport (現在の汽水性潟), M. 松川浦（汽水性潟)。AA 的矢湾, BB 七尾湾, CC 由良湾, DD 勝浦湾（矢印は内湾度の増す方向の組成変化を示す), 黒丸は種, 白丸は属の組成, 二重丸は平均の組成を示す。




第10B図　日本のペルム系の P-G-O ダイヤグラム
1. 天神ノ木層, 2. 下部叶倉層, 3. 舞鶴層群上部, 4. 柏平層, 5. 登米層(a. 下部, b. 上部), 6. 公庄層, 7. 桂砂岩層, J. マライジェンカパスの上部ペルム系($J_1$ 下部, $J_2$ 上部), 黒丸は種, 白丸は属組成。
(A, B とも NAKAZAWA, 1973より)

Blain and Dog Creek 層の化石群集の変化は, 現生の湾口から湾奥への変化と極めてよく似ており, 外海からの水流の流入度と関連を持つものと思われる。この群集はアンモナイトが少なくなく, NICOL はこれを外海から水流により運搬されたと解釈している。

一方, 日本のペルム系の砕屑岩相である, 叶倉層→登米層, 舞鶴層群中・上部→公庄層, 桂砂岩層, 天神ノ木層, 柏平層の化石群集の構成を, 第10B図に示す。ペルム系中部の化石群の構成は, 現在の湾口の内湾度が低く, 外海の条件に近いものに分布範囲が一致し, ペルム系上部のものは, いわゆる潟性とした領域に入る。このことから, 日本におけるペルム系の生物群の変化は, 塩分濃度の変化に関連を持つと予想した(NAKAZAWA and RUNNEGAR, 1973)。しかし, 波部(1956)によれば, 内湾度を示す群集の違いは, 栄養塩類, 有機物含有量, 鹹度, 底質, 水温, 透明度, 海水停滞度など多くの物理化学的諸性質の違いの複合的結果で, 個々の要素を取りあげて対応関係を見ると, 必ずしも説明しきれない場合が多いと述べている。従つて, 日本におけるペルム系の底棲動物の組成変化の説明は, 内湾度を増したため, 正常の海洋とは異つた物理化学的条件が強まつて来た為としておいた方がよいであろう。そしてこの説明は, 地質学的な事実とも合致する。同様の現象と説明とはマレー半島のペルム系フォーナにも可能である(NAKAZAWA, 1973)。

ソルトレンジやカシミルでは, 上位程二枚貝が増加する傾向は認められるが, 日本ほどはつきりせず, イランでは最上部はむしろアンモナイトが豊富であつて, また別な解釈が必要のようである。しかし, 大きく見ると, Guadalupian と Dzhulfian (s. l.) との界, または Yabeina 帯までとそれ以後とでは, 全世界的な規模で, かなりの変化が見られる。Dzhulfian に入ると, かなり優睦的になつて, 砕屑物質が増加し, 石灰岩にはチャートのノジュールが多くなつたり, ドロマイトが増加してくる傾向がある。ペルム系の生物群の構成変化は, 古地理的変化に伴なう海洋の物理, 化学的諸条件の変化に対応しているようである。しかし, その対応の仕方は, 地域により異なつているし, 時間的にも若干のずれがある(KANMERA and NAKAZAWA, 1973)。

## V 集団絶滅の原因

中・古生代の境界付近における，いわゆる集団絶滅は，他の時期，たとえば各紀の界における生物の消滅，交代とは基本的に変らないと言う考（RHODES, 1967, など）と，異常な事件であつて，異常な原因を考える立場（SCHINDEWOLF, その他）とがある。何れにせよ，多様の生物群が，ほぼ時期を同じくして消滅する原因として，単一の要因を考える人は少ない。次に列挙する説は，多くの場合，その主要な原因を述べていると言つてよい。

### 1. 地球外に原因を求める説

(1 a) 太陽輻射の増加（WILSER, 1931 ; STECHOW, 1954）

STECHOW は，中生代末の集団絶滅の原因として，それまで大気は厚い雲に被われていたのが，白亜紀から古第三紀にかけ，雲が切れ，太陽光線が直接地表に達し，昼夜，夏冬の著しい温度変化，気候変化，風の変化を生じ，生物の絶滅をもたらしたとする。

(1 b) 宇宙線の増加，(SCHINDEWOLF, 1954, 1960, 1962 ; UFFEN, 1963 ; SIMPSON, 1966 ; RUSSEL and TUCKER, 1971) SCHINDOWOLF は，ソルトレンジの調査に基き，中・古生界境界で突然に，ほとんどの生物が消滅することから，地球上の原因は考えられず，超新星爆発，その他の原因による宇宙線の増加を考え，同様に SIMPSON は地球磁場逆転の際，無磁場状態になり，地球をとりまく電離層が消失，宇宙線の放射が増大し，生物の消滅をもたらしたと考えた。RUSSEL と TUCKER も超新星爆発によるX線の急増を主原因とした。

(1 c) MEYERHOFF (1971) は，太陽系が銀河系軌道面を横切る時に，宇宙線放射が増大，気温上昇し，$S^{34}/S^{32}$ が減少，蒸発岩の形成を促し，古地理の変化と相まつて，集団絶滅を引き起したとする。

### 2. 地球磁場逆転に原因を求める説

HAYS (1971) は，鮮新—更新統の深海ピストンコアの放散虫を研究，地球磁場の逆転期と，種の絶滅が一致することから，その相関を強調した。ペルム後期や白亜紀が，以前の長い正常期から逆転期に変り，これが古生代および中生代末の集団絶滅をもたらしたと考えたが，その直接の生物に対する影響として，次の3つの可能性を挙げている。

(1) (1 b) と同様の原因による宇宙線の増加

(2) 地球磁場逆転により，気候が変化した（HARRISON, 1968)。

(3) 地球磁場の逆転そのものが生物に影響を与えた（BARNOTHY, 1969, その他の研究に基づく）

### 3. 気候の変化に要因を求める説

NOETLING (1904) は，ペルム紀初期の氷河気候を古生代末の生物の絶滅に関連づけ，HOUSE (1963) は，ペルム紀における北半球の砂漠的気候，南半球の氷河気候の発達が絶滅をもたらしたとする。

### 4. 地殻変動に基づく説

BUBNOFF (1948)や STRAKHOV(1948) は，生物群の汎世界的な変り目は，地殻の急激な運動に一致すると言い，PAVLOV (1924) は，火山活動に伴う大量の $CO_2$ の放出による気候変化，火山灰による大気汚染が，生物に大きな変化を与えるとした。

### 5. 水中の化学成分に要因を求める説

BEURLEN (1956) は，ペルム紀後期には北半球は乾燥気候が発達し，海水に流入する塩分が減少する一方，南半球は氷河が溶けて稀釈され，全体として海水の塩分が低下したことが原因と考える。FISCHER (1964) も同様に淡水化を考えるが，そのメカニズムは，浅海で高鹹水が作られ，これが密度流となつて大洋底に達し，上部が汽水，下部が高鹹水の成層構造を作つたと考える。

一方，CLOUD (1959) は，銅などの金属イオンの量の生物体に及ぼす致死的な影響を重視し，これらの金属イオンの増加も十分集団絶滅の原因になり得ることを主張している。HOSLER and KAPLAN (1966)

は，地質時代の蒸発岩である石膏の $S^{34}/S^{32}$ を分析し，$S^{34}$ が，地質時代を通じてかなり変動のあることから，従来考えられていたように，海水の成分はカンブリヤ紀以降ほぼ一定して変らないということを否定した。彼は，$S^{34}/S^{32}$ が，ペルム紀後期に最低になつていることから，海水の成分の変化が著しかつたことを示唆し，絶滅の原因となつた可能性を指摘した。

**6. マントル対流に原因を求める説**

VOGT (1972) は最近，ハワイやアイスランドなど，マントル湧出口のいわゆる hot-spot の火山活動による熱発散量の増大が同時的であることから，マントル対流に基づく熱量が，増加した時期が何回かあり，それに対応して温度変化，地球磁場の逆転，生物群の変化が起つているとして，mantle plume convection 説を出している。

その外，中生代初頭がパンゲア大陸の分裂し始める時期であり，これに応じて何らかの海流や気候の変化を生じて，生物群の変遷をもたらしたのではないかという考えも，二・三の学者から出されている。

**7. 大規模な古地理の変化を考える説**

造山運動よりも，造陸運動の方が広範囲の古地理的変化を生ずるとして，この方を重視する立場がある。NEWELL (1962) や RUZHENCEV and SARYCHEVA (1965) は，広範囲な海退，特に生物の豊富な陸棚海の急激な縮小，それに伴なう生物に対するいろいろな圧力の増大が絶滅の原因と見なしている。

以上，主に外的条件に原因を求める説を列挙したが，生物界自体に主原因を考えるものに，次のようなものが挙げられる。

**8. 光合成プランクトン減少説**

TAPPAN (1968, 1971) によれば，ペルム紀は光合成プランクトンの生産量は最も低い時期である。食物連鎖の底辺にあるこれらプランクトンの減少が，他のすべての生物の絶滅の主因と見なしている。なお，プランクトンが減少したのは，ペルム紀から三畳紀にかけては，世界全体の陸地の起伏量が小さく，乾燥気候と相まつて，無機塩類の海中への流入が少なかつたためであると説明している。

**9. 生態系の変化**

NICOL (1961, 1963) は，生物界は複雑，微妙な生態系を作つており，1つの生物群の滅亡は，これと依存関係にあるより多くの他の生物群の滅亡をもたらし，生態系の均衡が破れて，大きな変化を引き起すと主張，生物的側面を強調している。CAMP (1952) の意見もこれに近い。

以上のように多種多様の説が出されている。中には単なる思いつき程度のものもあれば，実際に検討不可能なものもある。これらの当否を考えるに当つては，次の事実を念頭に置く必要がある。

(1) 集団絶滅は，ペルム紀と三畳紀の境界付近で突然に起つたものではなく，少くともペルム紀後半という長い期間を通じて進行した。

(2) 非常に異つた生態のものも含むほとんどの生物が，かなり影響を被つている。しかし，その詳細については，生物群により，また地域により相当異なつている。

(3) ペルム紀後期の絶滅率は，カンブリヤ紀以降最大であり，引き続く三畳紀の初期は，地質時代を通じて，生物の種類は最低であり，世界的にかなり均質である。著しい発展は，三畳紀後期まで行なわれなかつた。

(4) 絶滅現象は，陸上生物より，海棲生物に著しく，この点，中生代末と若干様相が違つている。

(5) この時期は，ヴァリスカン輪廻の終末期にあり，造山最盛期ではない。しかし，ペルム系・三畳系が連続して堆積した所は，極めて限られていて，ほとんどの所が，非整合か，不整合である。

(6) ペルム紀後期から三畳紀初期にかけては，蒸発岩の発達は地質時代を通じ最大のランクにあり，$S^{34}/S^{32}$ は最低である。

(1) や (4) より考えると，宇宙線による直接の影響は考えにくい。また，増加の原因を超新星の爆発のように，短期的なものには求められない。地球磁場逆転も，その継続期間が長いか，繰り返し起る必要が

あるのではあるまいか。それにしても第四紀に多数の逆転期があつたが，更新世から最新世にかけての絶滅現象には結びつきそうもない (MARTIN and WRIGHT, 1967)。VOGT (1972) の図を見ると，白亜紀，古第三紀境界付近より，漸新世の時期に逆転頻度が高いが，それに対応する顕著な生物界の変化は見られない。この事は，HAYS や VOGT 説に対する批判でもある。宇宙線による同位体の形成，それによる遺伝因子に対する影響は，十分にあり得ることであるが，地球磁場逆転によつて，ペルム・三畳紀にかけての異常な絶滅を説明するには，資料が不十分のように思われる。

造山運動が古生物群に影響を与えることは，疑いをいれないが，その効果は局地的であつて，主に生物の交代という形をとり，(3) の現象は解釈できないし，古生代末は造山最盛期ではない。

NICOL の主張するように，生物相互の関係は重要であるに違いないが，それでは何故古生代末の絶滅が地質時代を通じて，最大であつたかという点について，何らかの説明を要するであろう。

すでに述べたように，古地理的にはペルム紀から三畳紀にかけて，広い地域の蒸発岩の形成があり，広域の海退が起つている。そしてこれは一般に，造陸的運動の性格をもつている。ヴァリスカン造山後の侵蝕が進み，全体的には，地表の起伏はかなり小さかつたらしい。このような事実は，7の説に有利である。海棲の古生物の中で，最も変化を受けることが少なかつたのは，遊泳能力に富む魚類や頭足類であり，底棲動物ではいろいろな環境に適応能力のある，二枚貝や巻貝である。これに対し，移動能力が乏しく，環境の変化に適応能力の小さい，さんごや腕足類が，著しい影響をうけているのは，環境の変化との強い関連性を示唆している。三畳紀初期のフォーナは，非常に貧弱であるにも関らず，その分布は世界的で，ペルム紀と著しい対照を示している。これは単に，競争する生物が少なくなつて，生活空間が拡大したからだけでは説明がつきそうもない。海流の変化か，何らか他の原因がありそうである。また，二枚貝を例にとると，三畳紀初期の化石は，Pterioida と Nuculoida で代表され，Veneroida, Pholadomyoida, Arcoida, Mytiloida が発見されないのは，どうしてであろうか。その後の発展を考えると，どこかに生息していたに違いない。現在の深海には，epifauna の二枚貝は稀である。Veneroida や Pholadomyoida など infauna の二枚貝は，当時，より深い海に移動していた可能性がある。以上のようなことを併せ考えると，NEWELL らの主張するように，広範な海退による陸棚海の大規模な縮小，これに伴なう陸域の増大と小起伏のもたらす乾燥化，大量の蒸発岩の生成による，何らかの海水成分の変化，生物相互の淘汰の強化による生態系の変化など，いろいろの条件がからみ合つて，集団絶滅が生じたのではないだろうか。更に，TAPPAN の植物性プランクトンの減少も，その役割の一部を果しているかもしれない。

しかし，どんな説を考えるにしろ，これ迄述べてきたように，根本的な国際的な対比に問題が多い。それぞれの説にしても確証がない。解決には，なお多くの国際的協力による努力と総合的な研究が必要である。

## 謝辞

本稿を草するに当つて，インド・イランの調査を共にし，あるいは日頃から討論をされ，かつ資料の提供をうけた大阪市立大学石井健一助教授，愛媛大学坂上澄夫助教授，広島大学沖村雄二博士，京都大学清水大吉郎博士，野上裕生博士，徳岡隆夫博士，東北大学村田正文博士，香川大学坂東祐司助教授，北海道大学加藤誠助教授，北海道教育大学中村耕二博士の諸氏に御礼申し上げる。また，ワーキンググループとして，貴重な意見を賜つている北海道大学湊正雄教授，福岡大学鳥山隆三教授，九州大学勘米良亀齢助教授，大阪市立大学市川浩一郎教授，地質調査所神戸信和博士にも心から謝意を表する。なお，本稿にはカナダ，カルガリで開かれたペルム・三畳系の国際会議の報告はまだ印刷中であつて，大部分その要旨しか参考にできなかつた。その後，校正段階までに，触れなければならない多くの印刷物が出版され，若干訂正も必要であるが，つぎの機会にゆづりたい。

## 参考文献


BARNOTHY, M. F. (1969) : Biological effects of magnetic fields. Plenum Press, New York.*

BEURLEN, K. (1956) : Der Faunenschnitt an der Perm-Trias Grenz. *Z. deut. geol. Ges.*, Vol. 108, pp. 88-89.

BUBNOFF, V. S. (1948) : Rythmus der Erde. Stuttgart.

CAMP, C. L. (1952) : Geological Boundaries in Relation to Faunal Changes and Diastrophism. *J. Paleont.*, Vol. 26, No. 3, pp. 353-358,

CHAO, K. (1965) : The Permian Ammonoid-bearing Formations of South China. *Sci. Sinica*, Vol. 14, No. 12, pp. 1813-1826.

CLOUD, P. E., Jr. (1959) : Paleoecology-Retrospect and Prospect. *J. Paleont.*, Vol. 33, No. 5, pp. 926-962.

DIENER, C. (1901) : Ueber das Alter der *Otoceras*-beds des Himalaya. *Cetnralbl. Min. Geol. Palaeont.*, pp. 513-518.

——(1905) : Ueber die stratigraphische Stellung der *Otoceras* beds des Himalaya. *ibid.* pp. 1-9, 36-45.

——(1912) : The Trias of the Himalayas. *Mem. Geol. Surv. India*, Vol. 36, No. 3, pp. 67-89,

FISCHER, A. G. (1964) : Brackish Oceans as the Cause of the Permo-Triassic Marine Faunal Crisis. *In* Problems in Palaeoclimatology (ed. A. E. M. NAIRN), pp. 566-579.

FURNISH, W. M. (1966) : Ammonoids of the Upper Permian *Cyclolobus*-Zone. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, Vol. 125, pp. 265-296.

——and GLENISTER, B. F. (1970) : Permian Ammonoid *Cyclolobus* from the Salt Range, West Pakistan. *In* Stratigraphic Boundary Probems: Permian and Triassic of West Pakistan (ed. B. KUMMEL and C. TEICHERT), pp. 153-175.

GERTH, H. (1950) : Die Ammonoideen des Perms von Timor und Ihre Bedeutung für die stratigraphische Gliederung der Permformation. *N. Jb. Min. etc, Abh.*, Vol. 91, Abt. B. pp. 233-320.

GLENISTER, B. F. and FURNISH, W. M. (1961) : The Permian ammonoids of Australia. *J. Paleont.*, Vol. 35, No. 4, pp. 673-736.

GRANT, R. E. (1970) : Brachiopods from Permian-Triassic Boundary Beds and Age of Chhidru Formation, West Pakistan. *In* Stratigraphic Boundary Problems: Permian and Triassic of West Pakistan (ed. B. KUMMEL and C. TEICHERT), pp. 117-151.

GRIESBACH, C. L. (1880-81) : Palaeontological notes on the Lower Trias of the Himalayas. *Rec. Geol. Surv. India*, Vol. 13, pp. 94-113 ; Vol. 14, pp. 154-155.

——(1891) : Geology of the Central Himalayas. *Mem. Geol. Surv. India*, Vol. 23, pp. 1-232.

波部忠重(1956) : 内湾の貝類遺骸の研究. 京大, 理, 瀬戸臨海実験所邦文業績 111号. pp. 1-31.

HAYS, J. D. (1971) : Faunal Extinctions and Reversals of the Earth's Magnetic Field. *Geol. Surv. Am. Bull.*, Vol. 82, pp. 2433-2447.

HARRISON, C. G. A. (1968) : Evolutionary processes and reversals of the Earth's magnetic field. *Nature*, Vol. 217, pp. 46-47.

HOUSE, M. R. (1963) : Burst in evolution. *Advancement Sci.*, Vol. 19, No. 82, pp. 499-507.*

HOLSER, W. T. and KAPLAN, I. R. (1966) : Isotope Geology of Sedimentary Sulphates. *Chem. Geol.*, Vol. 1, pp. 93-135.

市川浩一郎(1967) : 地史学下巻, 三畳紀, 朝倉書店, pp. 326-327.

——(1968) : 世界要地のトリアス系下部統の生層序と階区分. 化石, No. 15, pp. 40-46.

殷　鴻福(1962) : 貴州三畳紀生物地層問題. 地質学報. Vol. 42, No. 2, pp. 153-306.

石井健一・沖村雄二(1973) : イランにおける中・上部ペルム系の紡錘虫化石による分帯について. 日本地質学会第80年学術大会講演要旨. p. 95.

勘米良亀齢 (1970) : 上村層・津久見層における上部ペルム系 *Reichelina-Palaeofusulina* 化石群, 日本地質学会第77年学術大会要旨. p. 208.

KANMERA, K. (1954) : Fusulinids from the upper Permian Kuma Formation, southern Ky-

ushu, with special reference of the fusulinid zone in the upper Permian of Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, Vol. 4, pp. 1-38.

——and NAKAZAWA, K. (1973) : Permian-Triassic Relationships and Faunal Changes in the Eastern Tethys. *In* LOGAN, A. and HILLS, L. V. (ed.), The Permian and Triassic Systems and their mutual boundary. *Can. Soc. Petr. Geol., Spec. Publ.* 2, pp. 100-119.

KIPARISOVA, L. D. and POPOV, Yu. N. (1956) : Subdivision of the Lower Series of the Triassic system into stages. *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*, Vol. 109, No. 4, pp. 842-845. (in Russian).

——and——(1964) : The project of subdivision of the Lower Triassic into stage. XXII Int., Geol. Congress, Rep. Soviet Geologists, Problem 16 A. pp. 91-99. (in Russian).

KRAFT, A. (1902) : Ueber des permische Alter des Otoceras-Stufe des Himalaya. Centralbl. *Min. Palaeont*, Jrg. 1901, pp. 275-279.

KUMMEL, B. (1957) : *In* Treatise on invertebrate palenotology, Part 1, Mollusca 4, Cephalopoda, Ammonoidea. Geol. Soc. Am. and Univ. Kansas Press, L. 124.

——(1970) : Ammonoids from the Kathwai Member, Minwali Formation, Salt Range, West Pakistan. *In* Stratigraphic Boundary Problems: Permian and Triassic of West Pakistan (ed. B. KUMMEL and C. TEICHERT), pp. 177-192.

——and TEICHERT, C. (1966) : Relations between the Permian and Triassic formations in the Salt Range and Trans-Indus ranges, West Pakistan. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, Vol.125, pp. 297-333.

——and——(1970) : Stratigraphy and Paleontology of the Permian-Triassic Boundary Beds, Salt Range and Trans-Indus Ranges, West Pakistan. *In* Stratigraphic Boundary Problems: Permian and Triassic of West Pakistan, pp. 1-110.

——, ——and KAPOOR, H. M. (1970) : Mixed Permian-Triassic Fauna, Guryul Ravine, Kashmir. *Science*, Vol. 167, pp. 174-175.

MARTIN, S. D. and WRIGHT, H. E., Jr. (ed.) (1967) : Pleistocene extinctions. The search for a cause. Yale Univ. Press.

マックアレスター(1968) : 地球生物学入門—生命の歴史—(大森昌衛訳，共立出版).

MEYERHOFF, A. A. (1971) : Galactic motions, world climate, and mass biotal extinctions: possible interrelations. Abstr. Int. Permian-Triassic Conf., p. 340.

MIDDLEMISS, C. S. (1909) : Gondwanas and Related Marine Sedimentary Systems of Kashmir. *Rec. Geol. Surv. India*, Vol. 37, pp. 286-327.

MILLER, A. K. and FURNISH, W. M. (1940) : Permian ammonoids of the Guadalupe Mountain region and adjacent areas. *Geol. Soc. Am., Spec. Paper* 52, pp. 1-172.

MOJSISOVICS, E. V., WAAGEN, W., and DIENER, C. (1895) : Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias-Systems. *Sitzungber. Akad. Wiss. Wien, Math.-Naturwiss. Kl., Abt. I*, Vol. 104, pp. 1271-1302.

MU, A., WEN, S., WANG, Y. and CHANG, P. (1973) : Stratigraphy of the Mount Jomlo Lungma Region in southern Tibet, China. *Sci. Sinica*, Vol. 16, No. 1, pp. 96-111.

村田正文(1973) : 東北日本における中生代地殻変動の構造地質学的研究. その1. 稲井層群基底の不整合(予報). 総研「東北地方における第三紀地殻変動に関する構造地質学的研究」連絡紙. pp. 33-37.

NAKAZAWA, K. (1971) : The Lower Triassic Kurotaki Fauna in Shikoku and its allied Faunas in Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. and Min.*, Vol. 38, No. 1, pp. 103-133.

——(1973) : On the Permian Fossils from Jengka Pass, Pahang, Malay Peninsula. *Sci Rep., Tohoku Univ., Geol., Spec. Vol.*, No. 6, pp. 277-296.

——, KAPOOR, H. M., ISHII, K., BANDO, Y., MAEGOYA, T., SHIMIZU, D., NOGAMI, Y., TOKUOKA, T., and NOHDA, S. (1970) : Preliminary Report on the Permo-Trias of Kashmir. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Geol. & Min.*, Vol. 37, No. 2, pp. 163-172.

——and NEWELL, N. D. (1968) : Permian Bivalves of Japan. *ibid.* Vol. 35, No. 1, pp. 1-108.

——and RUNNEGAR, B. (1973) : Permian-Triassic Boundary: Acrisis for bivalves? *In* Logan,

A. and Hills,. L V. (ed.), The Permian and Triassic Systems and their mutual boundary. *Can. Soc. Petr. Geol., Spec. Publ.* 2, pp. 608–621.

NEWELL, N. D. (1962) : Paleontological gaps and geochronology. *J. Paleont.*, Vol. 36, pp. 592–601.

——(1963) : Crises in the history of life. *Sci. American*, Vol. 208, pp. 77–92.

——(1967) : Revolution in the History of Life. *Geol. Soc. Am., Spec. Paper* 89, pp. 63–91.

——(1973) : The Very Last Moment of the Paleozoic Era. *In* Logan, A. and Hills, L. V. (ed.), The Permian and Triassic Systems and their mutual boundary. *Can. Soc. Petr. Geol., Spec. Publ.* 2, pp. 1–10.

NICOL, D. (1961) : Biotic Associations and Extinction. *Syst. Zool.*, Vol. 10, No. 1, pp. 36–41.

——(1963) : Further Comments on Biotic Associations and Extinction. *ibid.*, Vol. 12, No. 1, pp. 38–39.

——(1965) : An Ecological analysis of four Permian molluscan faunas. *Nautilus*, Vol. 78, No. 3, pp. 86–95.

NOETLING, K. (1904) : Ueber das Alter der Otoceras-Schichten von Rimkin Paiar (Painkhanda) im Himalaya. *N. Jb. Min. etc.*, Beil. Bd. 18, pp. 528–552.

——(1905) : Die asiatische TRECH. *In* Frech, F., Lethaea geognostica. II. Mesozoicum, 1/2, pp. 107–221.

OKUNEVA, T. M., ABRAMOV, B. S., ANDRIANOV, V. N., ARKHIPOV, Y. V., BYTSHKOV, Y. M., BURY, I. V., VOSIN, V. F., ZAVODOVSKY, V. M., KOROBITSYN, A. V., and KOROSTELYOV, V. I. (1971) : The Permian-Triassic Boundary in the Eastern Part of the U.S.S.R. Abst. Int. Permian-Triassic Conf. pp. 345–346.

OZAWA, T. (1970) : Notes on the Phylogeny and Classification of the Superfamily Verbeekinoidea. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geol.*, Vol. 20, No. 1, pp. 17–58.

PAVLOV, A. P. (1924) : About some still little studied factors of extinction. *In* PAVLOV, M. B., Causes of animal extinction in past geologic epochs. Moscow, pp. 89–130. *

PITRAT, C. W. (1969) : Phytoplankton and late Paleozoic Wave of Extinction. *Palaeogeogr., Palaeoclim. Palaeoecol.*, Vol. 8, pp. 49–66.

POPOV, YU. N. (1961) : Triassic ammonoidea of Northeast Soviet Union. *Mem. Sci. Res. Inst. Arct. Geol.*, Vol. 79 (in Russian).

RHODES, F. H. T. (1967) : Permo-Triassic Extinction. *In* W. B. HARLAND et al., The Fossil Record, Part I, pp. 56–76.

ROSTOVTSEV, K. O. and AZARIAN, N. R. (1971) : The Permian-Triassic Boundary in Transcaucasia. Abst. Int. Permian-Triassic Conf., pp. 349–350.

RUSSEL, D. and TUCKER, W. (1971) : Supernovae and the Extinction of the Dinosaurs. *Nature*, Vol. 229, pp. 553–554.

RUZHENCEV, V. E. and SARYTCHEVA, T. G. (ed.) (1965) : Evolution and changes of marine organisms at the boundary between the Palaeozoic annd the Mesozoic. *Tr. Paleont. Inst. Akad. Nauk. SSSR*, Vol. 108, 431 p. (in Russian).

SCHENCK, H. G., CHILDS, T. S. et al. (1941) : Stratigraphic nomenclature. *Bull. Am. Assoc. Petr. Geol.*, Vol. 25, No. 12, pp. 2195–2202.

SHEVYREV, A. A. (1965) : Ammonoidea. *In* RUZHENCEV and SARYTCHEVA (ed.) Evolution and changes of marine organisms at the boundary between the Palaeozoic and the Mesozoic. *Tr. Paleont. Inst. Akad. Nauk. SSSR*, Vol. 108 (in Russian), pp. 166–182.

SHENG, J. C. (1963) : Permian fusulinids of Kwangsi, Kueichow and Szechuan. *Palaeont. Sinica, N. S. B*, No. 10, pp. 1–247.

SHIMIZU, D. (1962) : The Permian Maizuru Group, its stratigraphy and syntectonic faunal succession through the Latest Paleozoic orgeny. *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, Ser. B.*, Vol. 28, No. 4, pp. 571–609.

SCHINDEWOLF, O. H. 1954 a) : Über die Faunenwende vom Paläozoikum zum Mesozoikum. *Z. dt. geol. Ges.*, Vol. 105, pp. 153–182.

——(1954 b) : Über die möglichen Ursachen der grossen erdgeschichtlichen Faunenschnitte. *N. Jb. Geol. u. Paläont.*, Mh., pp. 457–465.

——(1958) : Zur Aussprache über die grossen erdgeschichtlichen Faunenschnitte und ihre Verursachung. *N. Jb. Geol. Paläontol.*, Mh., pp. 270–279.

SIMPSON, J. F. (1966) : Evolutionary Pulsation and Geomagnetic Polarity. *U.S.G.S. Bull.*, Vol. 77, pp. 197–204.

SPATH, L. F. (1934) : Catalogue of the Fossil Cephalopoda in the British Museum, Part IV, The Ammonoidea of the Trias. 521 p.

SPINOSA, C., FURNISH, W. M., and GLENISTER, B. F. (1970) : Araxoceratidae, Upper Permian Ammonoids from the Western Hemisphere. *J. Paleontol.*, Vol. 44, pp. 730–736.

STANLEY, S. M. (1968) : Post-Paleozoic Adaptive Radiation of Infaunal Bivalve Molluscs—A Consequence of Mantle Fusion and Siphon Formation. *J. Paleont.*, Vol. 42, No. 1, pp. 214–229.

STECHOW, E. (1954) : Zur Frage nach Ursache des grossen Sterkens am Ende der Kreidezeit. *N. Jb. Geol. Paläont.*, Mh., pp. 183–186.

STEPANOV, D. L., GOLSHANI, F., and STÖCKLIN, J. (1969) : Upper Permian and Permian-Triassic Boundary in north Iran, *Geol. Surv. Iran. Rep.*, No. 12, 72 p.

STRAKHOV, H. M. (1948) : Priciples of Historical Geology, Part II. Moscow.* (in Russian).

TAPPAN, H. (1968) : Primary production, isotopes, extinctions and the atmosphere. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, Vol. 4, pp. 187–210.

——(1971) : Faunal extiction. *In* McGraw-Hill Yearbook of Science and Technology, 1971. pp. 214–217.

TARAZ, H. (1971) : Uppermost Permian and Permo-Triassic transition beds in Central Iran. *A.A.P.G. Bull.*, Vol. 55, No. 8, pp. 1280–1294.

——(1973) : Correlation of Uppermost Permian in Iran, Central Asia, and South China. *ibid.*, Vol. 57, No. 6, pp. 1117–1133.

TORIYAMA, R. (1973) : Upper Permian Fusulinian Zones. *In* LOGAN, A. and HILLS, L. V. (ed.), The Permian and Triassic Systems and their mutual boundary. *Can. Soc. Petr. Geol., Spec. Publ.* 2, pp. 498–512.

TOZER, E. T. (1965) : Lower Triassic Stages and Ammonoid Zones of Arctic Canada. *Geol. Surv. Can. Paper* 65-12.

——(1967) : A Standard for Triassic Time. *Geol. Surv. Can. Bull.*, Vol. 156, 103 p.

——(1969) : Xenodiscacean ammonoids and their bearing on the discrimination of the Permo-Triassic boundary. *Geol. Mag.* Vol. 106, No. 4, pp. 348–361.

——(1971) : Triassic Time and Ammonoids : Problems and Proposals. *Can. Jour. Earth Sci.*, Vol. 8, No. 8, pp. 989–1031.

UFFEN, R. J. (1963) : Influences of the earth's core on the origin and evolution of life. *Nature*, Vol. 198, p. 143.

VOGT, P. R. (1972) : Evidence for Global Synchronism in Mantle Plume Convection, and Possible Significance for Geology. *Nature*, Vol. 240, pp. 338–342.

WATERHOUSE, J. B. (1970) : Correlation of Marine Permian Faunas for Gondwana. Second Gondwana Symposium, pp. 381–394.

——(1972 a) : A Permian Overtoniid Brachiopod in Early Triassic Sediments of Axel Heiberg Island, Canadian Arctic and its Implications on the Permian-Triassic Boundary. *Can. J. Sci.*, Vol. 9, No. 5, pp. 486–499.

——(1972 b) : The evolution, correlation, and paleogeographic significance of the Permian ammonoid family Cyclolobidae. *Lethaia*, Vol. 5, pp. 251–270.

WILSER, J. L. (1931) : Lichtreaktionen in der Fossilen Tierwelt. Berlin. *

(* 印は原著を見ていないもの)

(1973年11月21日受理)

地学雑誌 83, 2 (1974)

# 北海道常呂郡留辺蘂町，温根湯つつじ山の風穴について

志 保 井 利 夫*

## On the Subsurface Cold Air Circulation Observed at Onneyu-Tsutsujiyama, Rubeshibe-cho, Hokkaido

Toshio SHIBOI

**ABSTRACT**

The field data on the air and ground temperature at Onneyu-Tsutsujiyama obtained during the period from June, 1972 to September, 1973 show clear distinction between the normal ground and the cold anomaly. The nineteen cold anomalies in Kitami region, including at Tsutsujiyama, studied in 1972 and 1973 are characterized by their severe frost-shattering and -cracking producing block-slopes and protalus ramparts, and the abnormal ecological environment of high mountain level contrasted to the normal surrounding areas.

The source of low temperature for the cold air circulating through the spaces within block-slope is believed to be the preserved sporadic permafrost or its more or less decayed relict produced during the last glacial period. The present average annual air temperature and day-degree value are too high to produce it now.

Thus, the more the amount of cold air blowing out from the spaces of block-slopes and frost-cracked bedrock and warm rain-water permeating into them is, the decaying rate of cold source is believed higher.

## I 緒 言

北海道常呂郡留辺蘂町温根湯つつじ山の風穴現象を調査するため，1972年6月に自記温度計**を現地に設置し，深さ1.5m(測点6)と2.5m(測点5)の2孔および気温(地上1.8m，測点1)の測定を開始した。7月に検出端の1本に故障があったため，1カ月間記録が不完全となったが，8月20日より，既に1年以上の記録が継続して得られている。

これと平行して，地表から0.5～0.7mの浅い深度範囲の地温分布の測定を携帯用温度計***を用い，つつじ山公園の全域で組織的に行い，風穴現象が見られる主要部については，冬を除く各季節の地温変化を知るため，同じ点で3回測定した。

風穴現象を生じる機構については，同じ型の現象を示している北見地方の多くの地点における観察，測定から帰納して，ある程度の推論が組立てられているが，未だ結論には達していない。本報文は，この段

---

* 北見工業大学開発工学科

** 千野製作所，ET-2200型(抵抗式)，12点測定(−20°～+30°)

*** Takara Thermistor, SPD-ID 型(−50°～50°, 50°～150°)



写真 1　エゾムラサキツツジ群生地から温根湯市街を望む。写真の右端の歩道沿いに，雑草が繁茂，ツツジの範囲へ侵入しているのが見られる。

階において，若干の推察を含めて，今までに分った野外事実を生態微気候学 (Ecomicroclimatology) と周氷河地形学 (Periglacial Geomorphology) の境界分野の1例として収録したものである。

## II　つつじ山風穴帯の概要

つつじ山公園は温根湯温泉街の東はづれ，無加川の冲積地より15～30 m上の山脚の段丘状緩斜面にある。(5万分の1地形図留辺蘂，東経，143° 31′.5，北緯43° 45′.5)

つつじ山公園のエゾムラサキツツジ群生地は，天然記念物になっていて，5月上旬の満開時には，多くの観光客を集めている。このエゾムラサキツツジの群生地の西隅にエゾイソツツジの狭い群生地があり，両種は互いに混生せず，各々の群生範囲を分けている。

これらの群生地を通って，幅3 mの歩道を設けた際，その山手側切土面の礫の間から冷風が吹出している事が知られ，1971年には温根湯中学校の渡辺教諭が温度測定を行い，また夏には冷風が吹出すが，冬(積雪前)には外気を吸込むことを，発煙筒を用いて実験し，その報告をしている。

この歩道は無加川の冲積平地から15～30 m高位の段丘状の山脚緩斜面に切られており，その切土面に露出している礫(径5～30 cm)および付近の崖，斜面における露出から，基盤は温根流紋岩[1]で，一部不規則に珪化し，また脈石英で貫かれており*，その地表部は霜砕作用 frost shattering によって霜砕礫となり，原位置および山脚の段丘(堆積段丘ではなく，古い河食による岩段 bench とみられる)に小規模の崖錐を作って堆積している。崖錐をなす霜砕礫の厚さは深い所で7～10 mと予想されるが，正確な断面の形は分っていない，崖錐の脚部には凍結融解作用による流動 creep で作られた不規則な微地形(流土階段 solifluction terrace、小丘 mound等)が生じている[2]。

風穴は，歩道山手側の高さ0.3～1 mの切土面に沿って，点々と見られるが，温度計の百葉箱を中心として，東および西へ各々35 mの範囲にほぼ限定されている。その西半は落葉松植林地内にあり，東半はツツジの群生地にあるが，風穴はエゾイソツツジの範囲またはその近くに限定され，エゾムラサキツツジの範囲にはない。

1970年の歩道設定以来，道路沿いにかなり急速な植生の変化がみられ，イタドリその他の雑草がエゾムラサキツツジの範囲へ侵入しつつある。

## III　地温の測定

第1図は，1972年8月21日から1973年8月20日までの1年間の No. 1 孔(深さ2.50 m)と No. 2 孔(深さ1.50 m)における各日正午の深度別温度の変化を示している。

No. 1 孔と No. 2 孔は僅か8 mを隔てるのみであるが，両孔の地温の変化にはかなり著しい違いがある。第2図に示されているように，No. 1 孔は異常低温部に，No. 2 孔は正常に近い地温の所に位置している。また，No. 1 孔は流動 creep によって地表が少し盛り上った所 mound の上にあり，No. 2 孔は地表流が集る少しくぼんだ所にある。

第2図は No. 1 孔，No. 2 孔を含む歩道の山手側75 m×10 mの範囲で1973年5月，7月，8月(春，夏，秋を代表する)に地表から杖をさしこみ得る0.25～0.70 mの深さにおける地温の分布とその変化を示している。

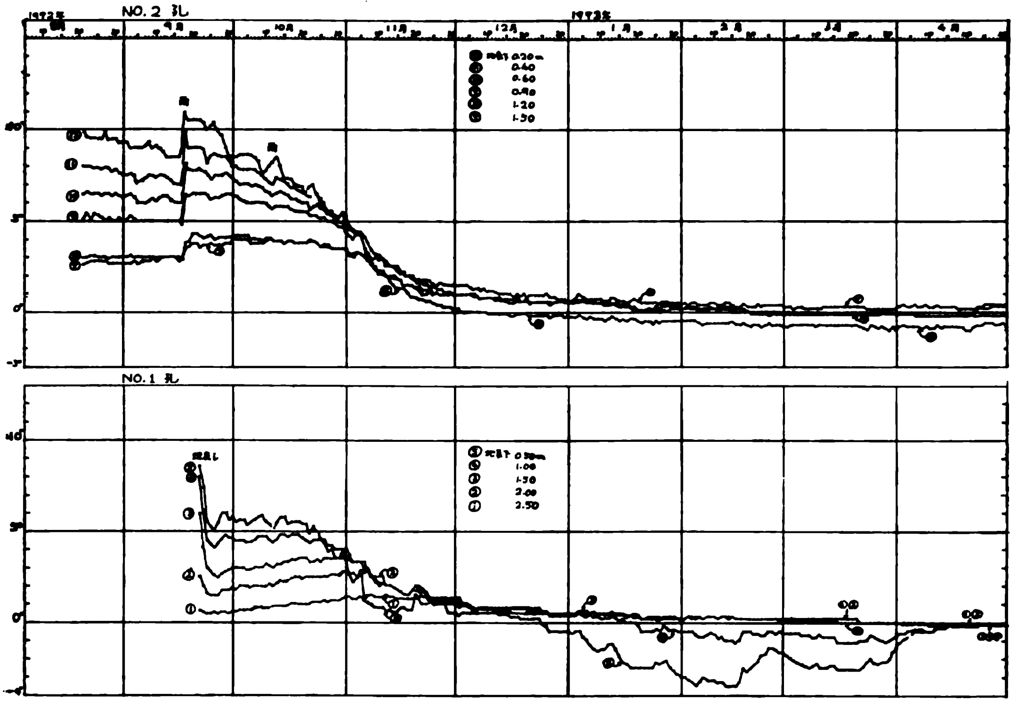
* つつじ山公園の北側斜面から稜線に亘って，かつて探鉱された金鉱脈の鉱化作用と関連がある。



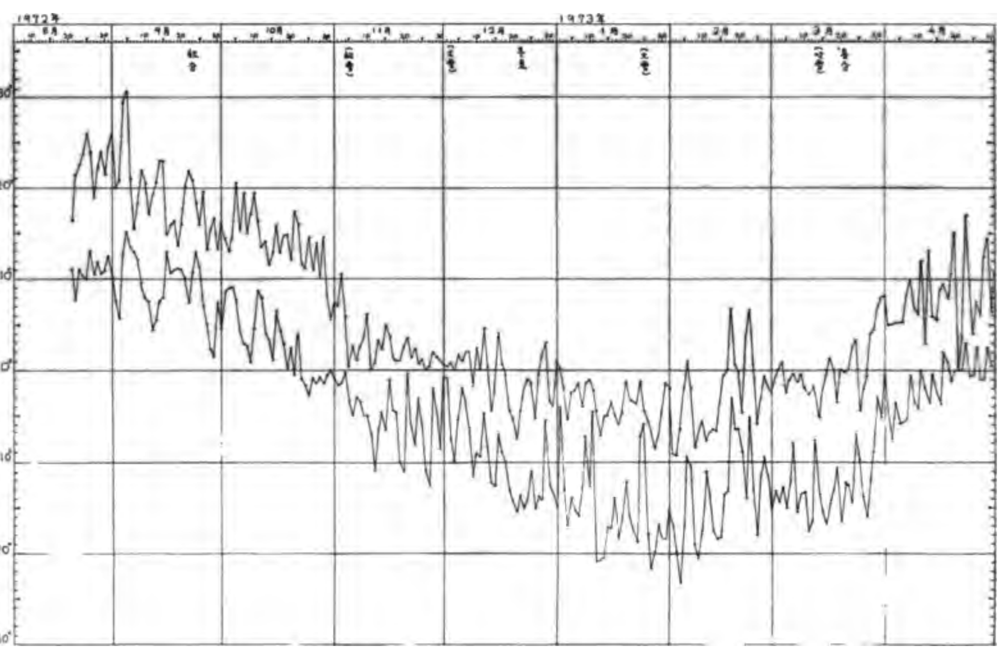
写真２（ａ） 夏の地温測定地点百葉箱手前の立札の手前に中央写真の風穴がある，その上部は苔と腐植土におおわれている。霜破砕の大きさは30～50 cm



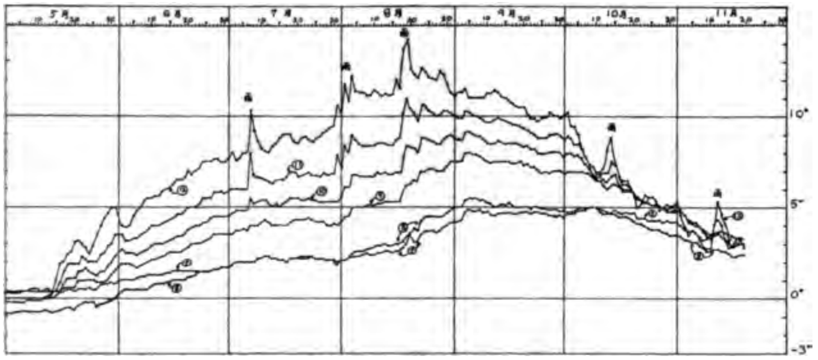
写真２（ｂ） 冬の地温測定地点積雪が特に厚くなっている所が融雪後の低温範囲となる。百葉箱の右の明るい所がエゾイソツツジの群生地。中央の写真は４月下旬，県道を除雪した時，地面と積雪面の氷盤が露出した所を指している。

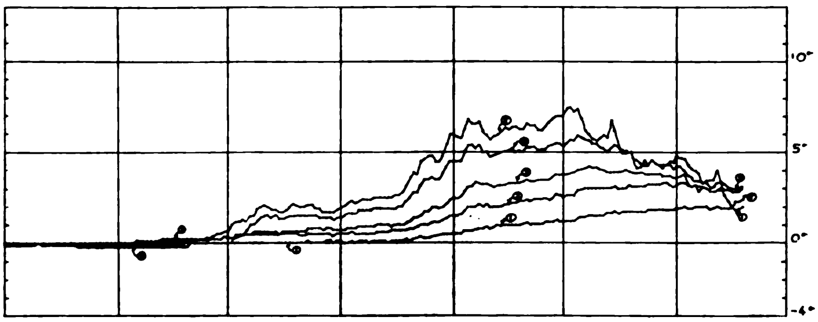


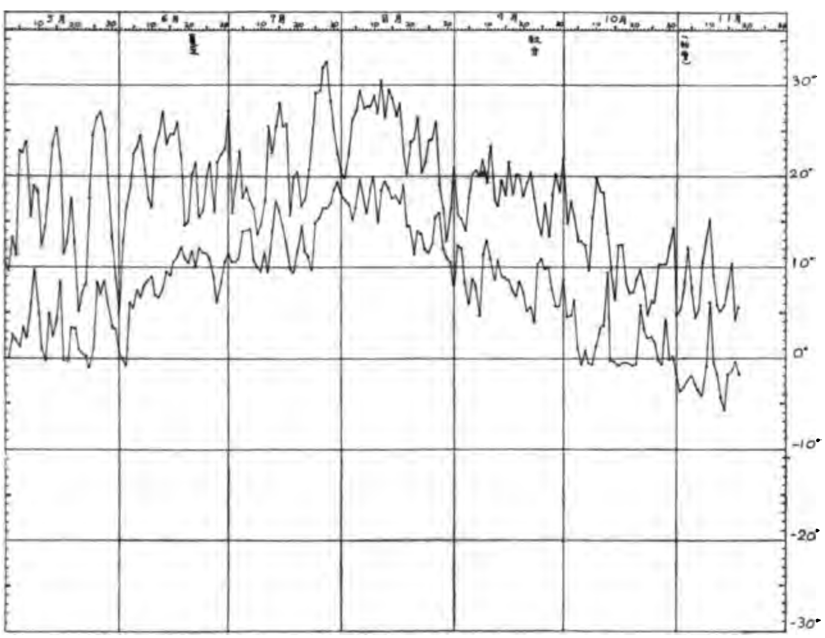

第1図 A：深度別日地温(正午)

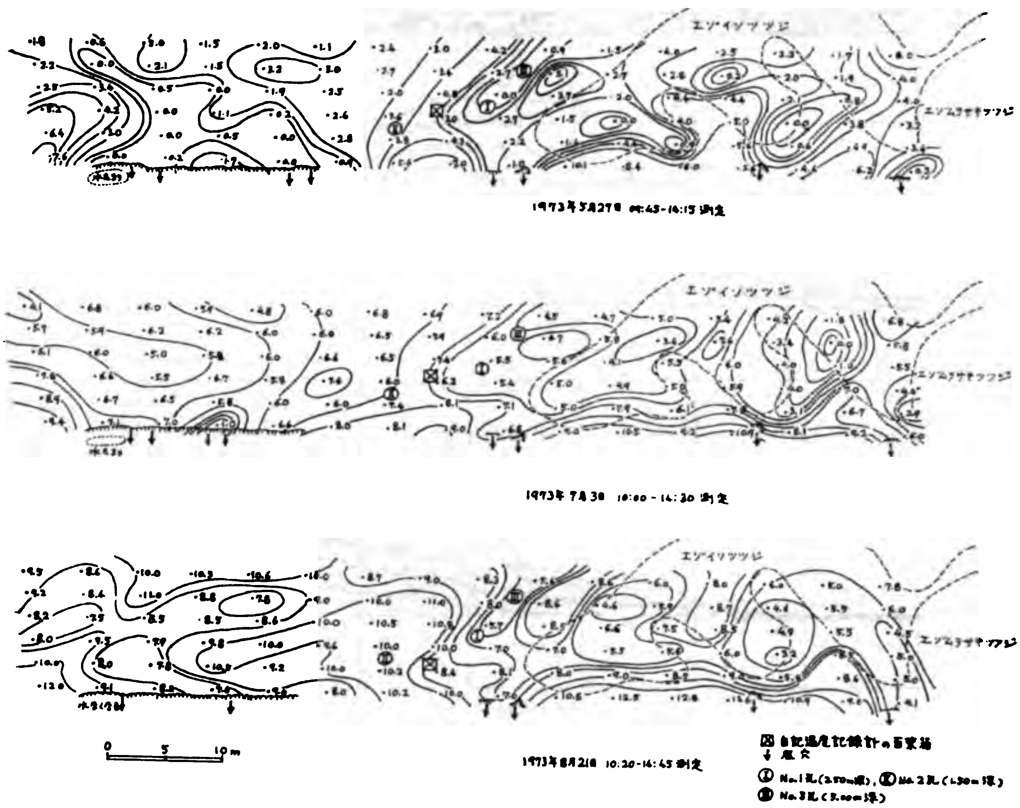


第1図 B：日最高最低気温(地上1.70 m)


10°
5°
0°
-3°


10°
5°
0°
-4°


30°
20°
10°
0°
-10°
-20°
-30°




第2図　温根湯つつじ山の地温の季節的変化

冬期積雪時には，植林地内の歩道は，それ以外の部分の歩道より不規則に厚い雪でおおわれ，硬雪となり，風穴が存在する付近では，融雪期になつても積雪の底面と地表面の間には氷盤が生じていて，春先の融雪も他の部分より10日位おくれる。また氷盤を生じている所では，融雪に先立つて立樹の根元の普通見られる融雪環が作られない。

単に日射の影響のみを考えると，植林地内は立樹の日蔭により積雪期間を長くし，春から夏の強い日射を遮断し，地表面の加温をおくらせるが，第2図で明らかなように，地表面から浅い所でも，植林地内の方が地温の上昇が早く，異常低温部は却つて，植林地の東のエゾイソツツジの群生範囲のみに認められる。

従つて，植林地内の6月頃までの低い地温は主として残雪斑 snow patch によるものであり，東側のエゾイソツツジの範囲の低い地温は，これとは別の低温源によつてもたらされたものと考えられる。

No. 2　孔は正常に近い(北見地方としては)地温の年間変化を示し，夏期には地表近くは10°C以上になるが，その1.20 m 深の付近だけが局部的に冷却されて1.50 m の温度と逆転し，また冬期6カ月間にはこの部分のみが−0.6～−1.0°C となり地下の低温空気の流動の影響を示している。

No.1 孔は夏期でも地表近くで5°C 以下で，年間の温度差が少く，冬期積雪下の地表近くの地温は−3.5°C まで下り氷盤を作る異常低温地点の特長を示している。

第3図で見られるように，夏期は大雨が降ると10°C 内外の温い雨水の滲透によつて，No.2 孔の地表近くの地温は急昇し，2～3日かかつて低下を続けるが，元の温度までは下らないで，雨が降る度に階段的

にその温度が累昇して，正常な所の地温に近い10°C位まで上昇する。地表から1.20 m深になると，この雨水滲透による温度の昇降は消滅して，緩慢な上昇のみが10月まで続く。

No. 1 孔では7～9月になつても，地温の上昇は No. 2 孔に較べて非常に緩慢で，地表下0.5～1 mの所の雨水滲透による急昇の傾向も少い。

1カ年の測定記録によると，つつじ山の年間平均気温は4.85°Cで，日平均気温が0°C以下の日が141日(38.6%) でその平均気温は−6.22°C，日平均気温が0°C以上の日が224日 (61.4%) でその平均気温は11.81°Cであつた。第1表は，これら資料をまとめたものである。第1表(C)には，0°C以下の時間帯と0°C以上の時間帯の面積から求めた hour-degree 値が示されており，この値は一般に用いられる day-degree 値とは異り，換算出来ないから，別に0°C以下の日平均気温の日の温度を累積した積算寒度 freezing index by day-degree も併記した。

これらの値によると，つつじ山の測定地点は，永久凍土が現存するに必要とされる年平均気温および day-degree 値より高い値を示している。一方正常な所の地温は，地下数 m～15 m の所で，そこの年間平均気温に等しいとされているが[3]，つつじ山の異常低温地点では年間平均気温よりかなり低い温度を示している。

第1図に示されるように，No. 1，No. 2 の両孔の地点とも，0°C以下の温度が残続したのは約6カ月で，10月中～下旬に至つて，No. 1 孔の2.50 m深で1.5°C，No. 2 孔の1.50 m深で4.5°Cまで上昇している。表2は両孔の各深度における月平均温度の変化を示しているが，No. 1 孔の年間平均温度が各深度で1°C以下であることが注目される。No. 1 孔地点の地温が正常な所の地温よりかなり低いと言うことと，この低温は冬期の低い気温を継承したもののみとするには低くすぎることから，別に低温を供給している源を考える必要がある。

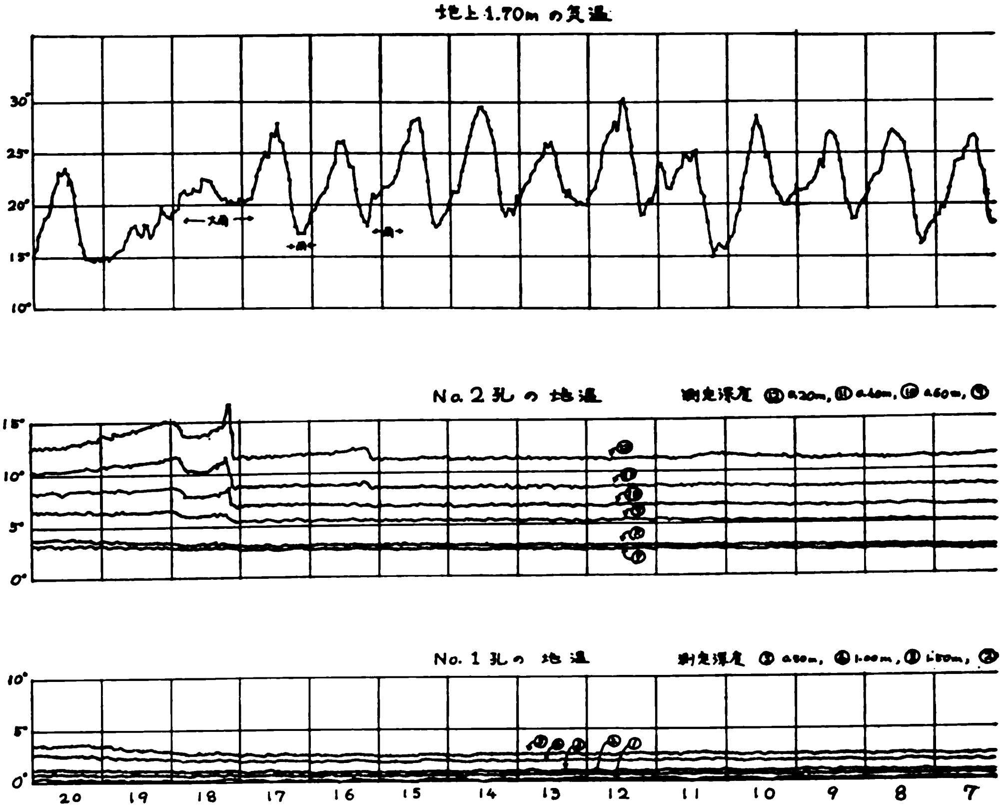
この低温源が0°C以下であれば，それは永久凍土であり，最後の氷期の低温がそこに保存し続けられて来たものと言えるが，0°C以上であつても，その保存が不完全であつたため衰退した。かつて，そこに存在した永久凍土の残映 relict がある所と言えよう。

1972年6月と8月に No. 1，No. 2 孔を掘下げた時，霜砕礫の表面に膜状の氷があり，礫間の空隙には長さ1～2 cmの小さな「つらら」の形の氷が存在していたから，当時の自然状態では，そこは0°Cまたは0°C以下であつた筈である。この低温の一部は時期的にみて，冬の間の低い気温の影響の残りとも考えられるが，今日0°C以上であることは，そこに井戸を掘り，地表で温められた礫や土で埋め戻しをしたため，温度が上昇してしまつたとも考えられる。あるいは1973年は夏から秋にかけて，異常に雨が多かつたために，大量の温い雨水が滲透して，地温を例年になく上昇したからとも考えられる。更に測定を継続すれば，周囲の低温源による冷却がつづけられて，1972年6～8月当時のように，再び0°Cまたはこれ以下の温度に戻るのかも分らない。若し戻れば，その低温源は本当の永久凍土であり，この低温源から循環する低温の空気によつて冷却されて異常低温地点が出来ていると言える。異常低温地点も1年を通じて0°C以下になれば，そこも永久凍土に加えられるが，現段階の観察からは，低温源はそれ程優勢なものではなく，むしろ徐々に衰退しているもののようであり，従つて一旦0°C以上になると，再び0°C以下に戻ることは容易でないようである。

## IV　異常低温地点の機構

温根湯つつじ山の風穴現象が，そこの特殊な現象であるが，他の異常低温地点と共通した機構をもつているかを検討するため，1972年，1973年の両年の7月から9月に，留辺蘂町，生田原町，丸瀬布町，置戸町，津別町で19カ所の異常低温地点の調査を行つた[4,5]。現段階では，これらは，北見地方で見られる周氷河地形現象に伴われた，共通した機構をもつたものであると解釈出来るようである。

と言うことは，大雪山塊の東縁のこの地域の年間平均気温が0°C以下であつた最後の氷期 (7,500～

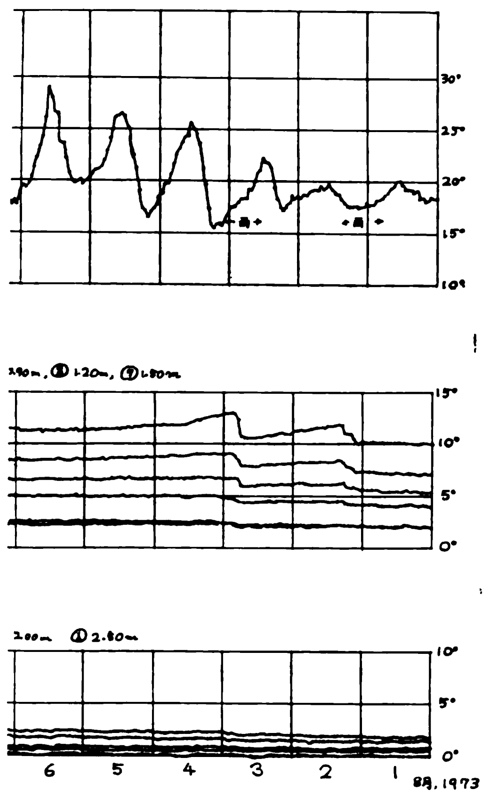



第3図　温根湯つつじ山の地温の夏期

8,000年前のボレアル期)またはこれより前の（14,000～15,000年前のヴュルム氷期後期のトッタベツ亜氷期Ⅲ）低温が，低温維持に都合のよい地質環境の所に保存されて，そうでない正常な地温を持った範囲の中に，点々と狭い面積で残っていると言うことになる。中には既に0°C以上になつてしまつている所も多いが，とにかく，今日の年間平均気温に支配されている周囲の正常な地温の所に較べて，異常に低い温度を保つている所が点在している。

温根湯つつじ山もこの一つで，現段階では，そこに0°C以下の本当の永久凍土が潜在していると言うことは未だ確認されていないが，異常低温地点であることは確かである。つまり既にかなり衰退した永久凍土の遺影が見られる所と言える。

この衰退の状態を示すものとして，植物分布の変遷があげられる。大雪山塊東縁の山地は，そこの激しい霜砕作用から考へられるように，氷河期には大部分が森林限界以上の露岩と，斑点状の高山植物で占められた所で，低地には融氷，融雪の水をたたえた沼沢～湖沼が多かつた[6]。今日の異常低温地点が，この氷河時代の環境が点々と狭く残された遺跡であるとすると，当時広くこの地域にはえていた植物が，そこに取り残されている筈である。エゾイソツツジはその一つである（アトサヌプリから川湯温泉までの間に広く群生しているイソツツジとは異種で，葉の裏，葉柄に褐毛があり，脊丈75 cm～1 m，葉も2倍位大きく，葉をもみつぶした時の香りもづつと強い)。コケモモや厚く密生しているコケも寒冷地の植物である。多くの異常低温地点をおおつている厚いコケ（厚さ20～40 cmで寒暑に対しての効果的な毛布の役をしている）の所に，氷河時代の遺物とされるナキウサギの巣穴がしばしば多数見られることは，この点を




降雨による影響

強調している（ナキウサギはそこの異常低温が衰退してクマザサ等の温暖性の植物が侵入して来ても，隔つた所にある別の異常低温地点を求めて移住する能力がなく，そこで絶滅するらしい）[7]。

上記したように，つつじ山では，エゾムラサキツツジとエゾイソツツジは混生しておらず，各々がその範囲を別にして群生している。また歩道を作つたことによりエゾムラサキツツジの所へは，イタドリその他の雑草が急速に侵入しつつある。植物の分布はこのように，徐々にではあるが着実に気候条件を反映した侵入と衰退を示すもので，恐らく今日より低温であつた頃は，つつじ山の先行者はエゾイソツツジで，そこに広く群生していたと思われる。気候の温暖化が進むにつれ，そこへエゾムラサキツツジが侵入し，エゾイソツツジはその西隅の山手側(低温源の近く)に辛うじて余命を保ち，一方エゾムラサキツツジは更に暖くなつた今日の気候に適する新しい雑草群の急速な繁茂によつて，このまま放置すると，次第にその範囲が狭められる怖れがある（つつじ山のエゾムラサキツツジは既にかなり老木が多く，後継者となる実生の幼木は殆ど見られない。むしろこの群生地の東端から急斜面を東へ斜めに約200 m 登つた所に群生しているものの方が若木が多く元気なようである)。

今まで観察した異常低温地点に共通した特長として，まづ上記のような植生の違いが着目される。全体として普通の所でみられる雑草の繁茂がなく，殊にクマザサがはえていないこと，地表に厚く湿つたコケがおおつていること，エゾイソツツジ，コケモモが纏つて生えていること，エゾマツ，トドマツの原生林でも，かなり明るい疎林で，ナナカマド（その実はナキウサギの好む餌らしい）が混生していることが，周囲の植生と違つている点である。また地表はコケと共に腐植土が厚くおおつていて，雨水および熱に対する遮断材になつている。

次に異常低温地点は，例外なく，霜砕作用 frost shattering を激しくうけた霜砕礫原，またはその崖錐であり（このことは寒冷気候であつた時森林限界以上の岩石が露出していた地域であつたことを意味する)[8,9]，礫の間は土砂で充塡されていなく，ガラ山状に空隙を保つている。霜砕礫を作つている岩石は，流紋岩，熔結凝灰岩，安山岩等特定されていないが，今まで見た範囲では，流紋岩，熔結凝灰岩は，道路用バラスに適する位の寸法の塊または板状の礫となり，安山岩は，径数10 cm～1 m 以上の丸味を帯た大塊となつている（日高層等の堆積岩，変成堆積岩および第三紀層の堆積岩の所では，霜砕礫からなる崖錐は稀である)。

空隙が土砂で充塡されていないと言うことは，その岩石がほぼ一定の大きさに霜砕されるが粉砕されないこと，徐々に流動する霜砕礫原の運動を通じての分級がよく行われていること，およびその岩質が風化しにくく，粘土化しやすい軟質の岩石でないこと（多くの場合，珪化作用が，この性質をもたらしている）である。霜砕作用がかなり深くまで達している所でも，土砂混りの礫の堆積となつていて空隙が充塡され

第1表(a)　温根湯つつじ山の気温

| 測定期間 | | 月平均気温 | Day-Degree 値 | | 昼間最高気温 | | 日出前最低気温 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | 月別 | 累計 | 月平均 | 時間 | 月平均 | 時間 |
| 年 | 月日 月日 | | | | | | | |
| 1872 | 8.21— 9.20 | 15°.40 | 477°.40 | 477°.40 | 20°.92 | 13:04 | 10°.80 | 04:45 |
| | 9.21—10.20 | 10.41 | 322.99 | 800.37 | 15.81 | 12:48 | 6.34 | 05:15 |
| | 10.21—11.20 | 1.53 | 45.90 | 846.29 | 6.40 | 12:22 | −1.46 | 05:42 |
| | 11.21—12.20 | −2.91 | −87.36 | 758.93 | 0.39 | 12:51 | −5.61 | 06:16 |
| | 12.21— 1.20 | −7.87 | −252.13 | 506.80 | −3.20 | 12:25 | −11.62 | 05:52 |
| 1973 | 1.21— 2.20 | −9.00 | −270.23 | 236.57 | −4.06 | 12:46 | −12.57 | 06:33 |
| | 2.21— 3.20 | −6.91 | −193.75 | 42.82 | −1.19 | 12:10 | −11.41 | 05:28 |
| | 3.21— 4.20 | 0.12 | 3.99 | 46.81 | 5.76 | 12:01 | −3.91 | 04:44 |
| | 4.21— 5.20 | 8.25 | 247.50 | 294.31 | 13.95 | 12:26 | 3.35 | 04:42 |
| | 5.21— 6.20 | 12.50 | 387.71 | 682.05 | 18.84 | 12:59 | 6.51 | 04:03 |
| | 6.21— 7.20 | 15.68 | 470.59 | 1152.61 | 20.54 | 12:53 | 11.98 | 04:25 |
| | 7.21— 8.20 | 20.67 | 640.90 | 1793.51 | 25.80 | 13:07 | 16.65 | 04:43 |
| 年平均 | | 4.85 | | | | | | |

第1表(b)　温根つつじ山の積算寒度

| 月別 | 温根湯つつじ山 | 留辺蘂 1953/1962平均(*) |
|---|---|---|
| 1972年11月末 | 39.87 | 27.6 |
| 12月末 | 194.17 | 192.9 |
| 1973年1月末 | 462.42 | 521.1 |
| 2月末 | 686.29 | 774.2 |
| 3月末 | 876.51 | 906.2 |
| 4月末 | 877.12 | — |

(*) 農林省林業試験場北海道支場年報 (1964)
「北海道における積算寒度の分布」より。

ている所は，例外なく正常な温度を示し，空隙を保ったグラ山の所にのみ異常低温地点がみられる。土砂は滲透降下する雨水を多量に含み，且つ低温空気の循環を妨げる両面から，このようになると考えられる。

山脚の道路や鉄道の切土面において，上記植生の特長がある霜砕礫でおおわれた斜面の下部に基盤が露出している場合，基盤は大きな割目で大塊に分割されて frost cracking を示し，割目から冷風が吹出している所が多い(常紋信号所，金華駅付近，武利風洞等)。

つつじ山において1973年10月に検出端埋設のため5mの井戸を掘った時，深さ3m~3.50mの間に砂混りの層があり，その上の礫層で1.5~1.8°Cであったのに，この層では3°C前後の温度を示した。この砂混りの層を破つて下の礫層に入ると，再び1.5°Cに下り，礫の間から冷風が吹出した。朝，掘下げ作業をはじめる前に，この井戸の口からは冷風が「あふれ出し」斜面に沿つて流下していた(地表から20cmまでの間の気温は，それ以上の所より約3°C低く転軟を示していた)。井戸を埋め戻した後も，付近の地表近くの空気は低温で冷い空気が「滲み出している」ことが分った。異常低温地点では，地表近くの気温が1.5~1.8m上方の気温より低いことは，各所の測定で1972年に既に知られていたが，当時は，この逆転

第1表(c)　温根湯つつじ山の月別 Hour-Degree 値と平均気温

| 期　間 | (0～24時) | | | | Day-Degree(*) | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | +0° | −0° | 計 | 平均気温 | 月　別 | 累　計 |
| 年 月 日 月 日<br>1972 8.21～ 9.20 | 11092.24 | | 11092.24 | 15.40° | 477.40 | 477.40 |
| 9.21～10.20 | 7752.62 | 0.73 | 7751.89 | 10.41 | 322.99 | 800.39 |
| 10.21～11.20 | 1855.95 | 754.13 | 1101.82 | 1.53 | 45.90 | 846.29 |
| 11.21～12.20 | 165.68 | 2262.36 | −2096.68 | −2.91 | −87.36 | 758.93 |
| 12.21～ 1.20 | 27.41 | 6079.22 | −6051.31 | −7.87 | −252.13 | 506.80 |
| 1973 1.21～ 2.20 | 48.27 | 6533.84 | −6485.57 | −9.00 | −270.23 | 236.57 |
| 2.21～ 3.20 | 49.38 | 4699.40 | −4650.02 | −6.91 | −193.75 | 42.82 |
| 3.21～ 4.20 | 1549.42 | 1455.67 | 92.75 | 0.12 | 3.99 | 46.81 |
| 4.21～ 5.20 | 5551.05 | 5.27 | 5545.78 | 8.25 | 247.50 | 294.31 |
| 5.21～ 6.20 | 9307.94 | 2.88 | 9305.06 | 12.50 | 387.71 | 682.02 |
| 6.21～ 7.20 | 11294.27 | | 11294.27 | 15.68 | 470.59 | 1152.61 |
| 7.21～ 8.20 | 15381.64 | | 15381.64 | 20.67 | 640.90 | 1793.51 |
| 年　計・平　均 | 64075.37 | 21793.50 | 42281.87 | 4.85 | | |

(*) 0～24時の hour-degree を24時間で割った価

第1表(d)　時間帯別年間平均気温

| | |
|---|---|
| 0～ 8時 | 2.16°C |
| 8～12 | 7.11 |
| 12～16 | 8.79 |
| 16～24 | 4.60 |
| 0～24（平均） | 4.85 |

現象を低温の地表からの伝導によるものと推定していた。今回の井戸掘の結果では，むしろ地下からの低温空気の「滲み出し」による影響の方が大きいことが分った。

低温の空気が「吹出す」，「流れ出す」とか「滲み出す」と言う現象は，外気より低温で比重の大きな空気の塊りが，流動を生じる圧力差を持っていることを示している。この圧力差によって，夏には地表下の低温空気が地表へ流出し，冬になって外気の温度が下り比重が増すと，循環通路の摩擦圧と釣合って風穴の風はとまり，更に外気の温度が，地下の空気より低温になると，煙筒効果によって循環系が逆行して，外気が風穴に吸いこまれ，高い地並の地表へ滲み出すことになる。この圧力差は僅かなものであろうが，風穴現象としては重要なものである。

人工的な切土面によって，地表の遮断材が除かれ，基盤の割目，霜砕礫の空隙が露出され，大きな自由面を持った通路が作られない限り，地表の厚いコケ，腐植土を通っての「滲み出し」が唯一の自然の流動であった筈である。従って，人工的に大きな通路(風穴，風洞)を作って，低温空気の流動量を多くすることは，それより高い地並の地表から吸込まれ，低温源で冷却される空気量を多くし，低温源の衰退を急がせることになる。

上記したように，この低温源は過去の低温気候の遺物と考えられ，今日の気候条件で作られたものとは考えられない以上，この低温源は，衰退する事はあっても，成長するとは考えられない。つつじ山の風穴から吹出す空気の温度は7～8月で0°C，10月になって1°C位である。つつじ山の異常低温部に0°C～

第2表　温根湯つつじ山の地温

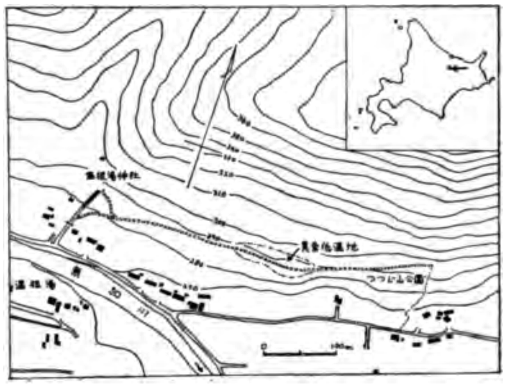
| No. 1 孔<br>(異常低温地点)<br>測定期間 | 地表よりの深度別地温(正午温度の月平均) | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | m<br>−0.50<br>⑤ | m<br>−1.00<br>④ | m<br>−1.50<br>③ | m<br>−2.00<br>② | m<br>−2.50<br>① |
| 年　月日　月日<br>1972　9.22～10.20 | 5.°72 | 4.°73 | 3.°18 | 2.°02 | 0.°74 |
| 10.21～11.20 | 2.40 | 3.07 | 2.78 | 2.37 | 1.28 |
| 11.21～12.20 | 0.64 | 0.90 | 1.07 | 0.98 | 0.80 |
| 12.21～ 1.20 | −1.00 | 0.31 | 0.50 | 0.51 | 0.50 |
| 1973　1.21～ 2.20 | −2.87 | −0.65 | 0.24 | 0.24 | 0.23 |
| 2.21～ 3.20 | −2.05 | −0.68 | 0.11 | 0.20 | 0.20 |
| 3.21～ 4.20 | −1.10 | −0.56 | −0.06 | 0.00 | 0.00 |
| 4.21～ 5.20 | −0.20 | −0.16 | −0.06 | −0.10 | 0.00 |
| 5.21～ 6.20 | −0.10 | −0.20 | 0.04 | 0.04 | −0.03 |
| 6.21～ 7.20 | 1.20 | 0.70 | 0.03 | 0.23 | 0.00 |
| 7.21～ 8.20 | 2.27 | 1.70 | 0.86 | 0.54 | 0.06 |
| 8.21～ 9.21 | 5.89 | 4.65 | 2.67 | 1.71 | 0.68 |
| 年平均 | 0.39 | 0.75 | 0.98 | 0.73 | 0.37 |

| No. 2 孔<br>(正常に近い地温)<br>測定期間 | 地表よりの深度別地温(正午温度の月平均) | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | m<br>−0.20<br>⑫ | m<br>−0.40<br>⑪ | m<br>−0.60<br>⑩ | m<br>−0.90<br>⑨ | m<br>−1.20<br>⑧ | m<br>−1.50<br>⑦ |
| 年　月日　月日<br>1972　8.21～ 9.20 | 9.°30 | 7.°71 | 6.°45 | 5.°18 | 3.°10 | 2.°88 |
| 9.21～10.20 | 8.60 | 7.77 | 6.96 | 6.06 | 4.03 | 3.83 |
| 10.21～11.20 | 3.82 | 4.10 | 3.94 | 3.76 | 2.68 | 2.83 |
| 11.21～12.20 | 0.87 | 0.93 | 0.98 | 1.35 | 0.01 | 0.94 |
| 12.21～ 1.20 | 0.43 | 0.43 | 0.45 | 0.46 | −0.30 | 0.70 |
| 1973　1.21～ 2.20 | 0.23 | 0.23 | 0.21 | 0.10 | −0.57 | 0.45 |
| 2.21～ 3.20 | 0.00 | 0.00 | −0.04 | −0.08 | −0.73 | 0.31 |
| 3.21～ 4.20 | 0.00 | 0.01 | −0.09 | −0.13 | −0.85 | 0.20 |
| 4.21～ 5.20 | 0.45 | 0.17 | 0.04 | 0.36 | −0.70 | 0.34 |
| 5.21～ 6.20 | 4.84 | 3.40 | 2.46 | 1.76 | 0.37 | 1.04 |
| 6.21～ 7.20 | 8.09 | 6.16 | 4.84 | 3.73 | 1.89 | 1.35 |
| 7.21～ 8.20 | 10.74 | 8.08 | 6.32 | 4.82 | 2.57 | 2.38 |
| 年平均 | 3.97 | 3.27 | 2.73 | 2.29 | 0.97 | 1.44 |

1.5°C の冷風を「吹出させ」「滲み出させ」ている低温源の頂部は当然，新しい井戸の地並より数 m 高い所にある筈である。井戸の口から冷風が「あふれ出した」ことからみて，また，5 m の底でかなり強い「吹き出し」があったことから，井戸の近くの山手側，数 m 上位の所の地下に 0°～1.5°C の低温源の頂部があり，その厚さは恐らく 10 m～15 m のものであろう[10]。

この低温源と人工的に作られた自由面(井戸とか切土面)の間は空隙を持ったガラ山で連絡しているが，このガラ山は必ずしも均等な空隙を持っているのではなく，冷風の通り易い「筋」と通りにくい部分に分れているらしい。地表から 0.70 m 位までの浅い範囲の地温測定によると，この「筋」はつつじ山の緩斜面で

は東北から西南へ傾斜面に斜交しているようである。この斜めの「筋」とエゾイソツツジの群生範囲の模様とは必ずしも一致していない。このことは，かつてはかなり広く低温であったつつじ山の地表下の霜砕礫層は，今日では，この「筋」の近くを除いては温度が上昇し，かつてその地表に広く存在していたエゾイソツツジは，低温部の衰退を追つて拡大して来たエゾムラサキの範囲に侵食され，低温源に近い西隅の山手側に追いつめられ，そこで辛じて残存していると言える。エゾムラサキツツジの侵食は，東南から西北へ向つて斜めに登つて来ており，この「筋」と直角に近い方向性を示している。すなわち，エゾムラサキツツジの侵入方向は，この「筋」に沿つた低温空気の循環で冷却された範囲の後退方向になつている。



第4図　留辺蘂町温根湯つつじ山公園異常低温地位置図

低温源の衰退は，人工的な自由面の拡大による低温空気循環量の増加によつて促進されると共に，地表をおおつているコケや腐植土のような雨水に対する遮断材が破られたり，除かれたりすることによる，夏期の10°C 内外の暖い雨水の滲透量の増加によつても著しく促進される。雨水による加温は第3図で示されるように，地下 1.20～1.50 m までについては顕著であり，低温空気の循環によつては，回復し切れない。従つて雨の度に，階段的に地温は上昇して，正常な地温の所では，年間平均地温は年間平均気温の近くまで上昇する[11]。

つつじ山の異常低温地点では，このような気温，雨水滲透による霜砕礫層の温度上昇と，低温源からその空隙を通つて循環する低温空気による冷却の間の熱収支の結果が示されていると考えられる。

低温源が果して 0°C 以下の本当の永久凍土であるかどうかを確認するには，新しい井戸から 20 m 位山手の斜面に 20 m 位のボーリングを行う必要がある（井戸を掘つて自然環境を大きく変えないためにも）。このボーリングによつて，霜砕作用（または崖錐）の深さ，基盤の割目の状況，その温度がわかり，風穴から吹出す冷風に低温を供給している低温源が果して 0°C 以下の永久凍土の形を維持しているかも判明する。

## V　結　語

温根湯つつじ山における1972年8月以降の1年以上に亘る気温と，No. 1 孔（2.50 m 深），No. 2 孔（1.50 m 深）の地温の連続記録が得られた。また，つつじ山全般についての 0.70 m より浅い範囲の地温測定を繰返し，季節による地温の変化を知つた。一方つつじ山以外の8カ所の異常低温地点を1972～1973年の夏に調査し，風穴機構の比較検討を行つた。

現段階で考えられることは，これら各所で観察出来る多くの周氷河地形現象から，異常低温地点の低温源は，今日の気候条件で作られたものではなく，過去の低温気候（氷河期）の遺物であり，0° 以下の本当の永久凍土の状態を保つているものもあり，また既に 0°C 以上にはなつているが，なお今日の年間平均気温以下を保つている所もあり，何れにしても，今日，衰退することはあつても，成長するものではない，と言うことである。

温根湯つつじ山の風穴の冷風の低温源が本当の永久凍土として潜在しているかどうかを確認するためには，ボーリングによる調査を行う必要がある。

## 謝　辞

1972年4月以来，本研究の推進に当つて，留辺蘂町長以下同町役場及び温根湯観光協会の各位から多く

の支援をうけた。ここに厚く感謝の意を表する。

## 文　献


1) 北海道開発庁(1965)：5万分の1地質図幅説明書，留辺蘂.
2) EMBLETON, C., KING, C. A. M. (1976) : Glacial and Periglacial Geomorphology. pp. 513–523. E. Arnold.
3) STRAHLER, A. N. (1963) : The Earth Science. pp. 218–222. Harper & Row.
4) 志保井利夫(1973)：北見地方で見られる周氷河地形現象—異常低温地点を中心に—．北見工業大学研究報告，4巻2号.
5) 志保井利夫(1974)：常紋山稜地域で見られる周氷河地形現象—異常低温地点の機構—．北見工業大学研究報告，5巻2号．(3月発行予定)
6) 笹木　敏(1973)：北見粘土に関する研究(第1報)—北見粘土の基礎的性質—．北見工業大学研究報告，5巻1号.
7) 坂上昭一，森　樊須，菊池昶史(1956)：然別湖附近におけるナキウサギの生態に関する2，3の観察．応用動物学雑誌，21巻1号.
8) EMBLETON, C., KING, C. A. M. (1976) : Glacial and Periglacial Geomorphology. pp. 536–541. E. Arnold.
9) WASHBURN, A. L. (1973) : Periglacial Processes and Environments. pp. 60–66. E. Arnold.
10) 福田正己(1973)：大雪山の永久凍土が語るもの．北の山脈.
11) GEIGER, R. (1966) : The Climate near the Ground. pp. 26–33. Harvard Univ. Press.


(1973年12月7日受理)

地学雑誌 83, 2 (1974)

# 「地域のシステム」に関する諸外国の研究—その展望(2)

野間三郎*・門村　浩*・中村和郎*
野沢秀樹**・堀　信行*

## "A System of Regions": A Review

Saburo NOMA, Hiroshi KADOMURA, Kazuo NAKAMURA,
Hideki NOZAWA, Nobuyuki HORI

### IV ドイツその他の諸外国における「地域のシステム」の研究

#### 1. 区分と最小単位

この問題について史的展望を試みることにする。もともと地表から個体あるいは単位を取出そうという試みは古く始まつている。HOMMEYER (1805)が，Ort-Gegend-Landschaft-Land と小から大への階梯を考えたと言われているが，それ以後かなり小さな地域を分つて最小の個体に到達しようとする努力が一方では続いている。

地理学者の研究報告が，さまざまな地方の，それもとりどりの大きさの場所について行われると討論も比較も不可能になる。もし地理学にも生物学の様に，はつきりした分類学 (Systematik) があれば，どこで誰が何を研究しようとも，それをつないで一つにすることが出来るし，積重ねもきく。この様な考えは空間単位の追求にもともと存していたのである。

この様な努力は地理学において長くつづけられているのであるが，その間には他の諸科学での同じ様な仕事からの影響が入つてくる。また多くの諸力の作用の統一体としての地表空間は，人間の力の作用が単純にとらえられぬ為に，それらの確実な基盤という考から，全一体でなしに，自然の諸力のうちの若干のものの結合体を，特に気候・地形・土壌・植生を中心としてとらえようという動きになつてくる。いわゆる「自然空間」的単位という考である。

これらのドイツにおける変化・進展については SCHMITHÜSEN (1953, S. 12～15)がやや詳しく，KLINK (1966, S. 228, 229) が手短かに述べている。それらに従うと，スイスの博物学者 Conrad von GESNER (1516～1565) や Carl von LINNÉ (1707～1778)の考えや，バイエルンの森林監督局の自然的森林領域区分 (1844) のことはさておいて，地質学の Bernhard COTTA (1854) が地質構造や岩石を中心にドイツの自然的区分 (Einteilung)を試みたのが，地理学における自然空間的区分への直接のきつかけを作つたのだという。一つのファクターだけでなしに，多くの自然的ファクターが互に組合わさつて作り出すものとしての，いわば生態学的な単位空間を求めることは，自ずと多くの科学に共通の関心をよび起すことになる。

この頃，植物学ではスイスの C. HEER (1868) が「ローカリティ」の概念を出し，A. H. GRIESEBACH (1872) が植物群系とそのシュタンドオルトを追求したりすると，A. PENCK (1887)も地質構造と起伏に基いてドイツを自然領域 (physische Gebiete) に分節することを試みる。ドイツの自然領域区分は，これ以後 G. BRAUN (1916) O. MAULL (1933)，N. KREBS (1944) と同様の試みが続いている。いずれも詳密研究による全体性の把握を求めた。最小単位からの区分法である。

G. KRAUS (1928) の影響で，林学的な方法を中

* 東京都立大学理学部地理学教室 Tokyo Metropolitan University
** 九州大学文学部史学研究室 The University of Kyushu

心に多くの科学分野の協力によつてドイツを"自然的景観 (natürliche Landschaft) に区分する試みが M. KORUNRUMPF と E. BRÜCKNER の指揮下に空間研究および空間秩序アカデミーの事業として行われ，1943年にその成果が刊行された。以上の如きものが「ドイツの自然空間的区分」に至る前提としてあるということである。

一方最小単位それ自身についての考え方や規定は変化を続けている。C. TROLL (1942, S. 76) が景観区分 Landschaftsgliederung を論じたとき，彼は一連の大きさの序列を上から下へ配列して，Landschaftsgürteln—(Landschaftsstufen)—Einzelandschaften — Landschaftsindividuen — Großlandschaften — Landschaftseinheiten — Teilandschaften とした。この Teillandschaften は更に Landschaftselement に分たれ，これが最小の地理的個体に当ると考えられた。つまり J. SÖLCH (1924) や A. PENCK (1928) が "Choren" と呼んだものに対して Landschaftselement と命名したのである。

TROLL はこの様な分節 Gliederung が理論的のみでなく，実際的に有用でもあること，従つて応用土壌学，林学，応用生物学や住居衛生，植生見取図，農学や集落計画にも用いられていることを述べて，BOURNE のいう "site"，アメリカ地域計画の術語 "unit area"，ドイツ土壌学での "tropographische Bodentypen"，植物地理学で用いる "edaphische Varianten"，一般生物学で "Biotopen"，あるいは "Lebensstätten" などよばれているものがほぼ同じものを指向しているのだと語つている。

K-H. PAFFEN (1948, S. 170) は TROLL の命名したところに反対して，最小単位を景観細胞Landschaftszelle と名付けることを提唱した。その理由とするところは，"Landschaftselement" というのは他の人々，例えば MÜLLER-WILLE などが異つた意味に用いているから不適当だというのである。

TROLL は後に最小単位に対する名称をエコトープに変えるが，PAEFEN の「細胞」という名称も勿論いろいろの批判をうけた。H. CAROL (1956, S. 131) などもその一人である。「細胞」という言葉は定着しなかつた様だし，様々な術語が用いられたが，結局は J. SCHMITHÜSEN (1962, 63) らが統一用語設定の運動で繰返し主張している，ゲオトープ Geotop に落付くことにでもなるのであろうか。

「細胞」という名称はとにも角として，PAFFEN がこれを規定したところは，それがコムプレックスな性格をもつけれども，生態学的には大なり小なり統一的に機能する，等質的性格をもつものを表現するものである。

このような最小の統一的な部分から出発して景観 (Landschaft) をとらえる方法というものは，これまでのように，一つあるいは幾つかの Landschafts-faktorn (景観因子) によつて景観を区分していたやり方とは全くちがつた意味をもつてくる。あらゆる自然諸力 Naturkräfte の機能的な結合・合体 Zusammenspiel を追求できるからである。PAFFEN はこの故に，これは生態学的な観察法であり，生態学的区分 Gliederung，Abgrenzung だと言うわけである。

PAFFEN がつくり上げた景観の分類と階梯は次の如きものである。

| | |
|---|---|
| 景観細胞 | Landschaftszelle |
| 小 景 観 | Kleinlandschaft |
| 個別景観 | Einzellandschaft |
| 大 景 観 | Große Landschaft |
| 景 観 群 | Landschaftsgruppe |
| 景観地域 | Landschaftsregion |
| 景 観 区 | Landschaftszone |
| 景観地帯 | Landschaftsgürtel |

この様な区分と階梯は，名称のみが問題なのではなく，その単位のとらえ方，その広がり，特質などから，地図上でとらえ得るスケールも問題になることは言うまでもない。後に少しく触れるところがあろう。勿論この様な命名や階梯は PAFFEN が一人でつくり上げたものでもなく，多くの先人，例えば SÖLCH, PENCK, PASSARGE, MÜLLER-WILLE, TROLL, SCHMITHÜSEN をはじめ，この問題に関する多くの論考の批判と摂取に加えるに詳密な調査研究の繰返しの上に成立しているものであるし，その後も多くの試みが出ている。次に H. CAROL (1956) の考える表を一つ

第3表　景観の区分と階梯（CAROL による）

| Größenordnung | Eigenname | Kartierungsmaßstab (Schweiz. Mittelland) | Landschaftseinheiten nach PAFFEN |
|---|---|---|---|
| Formal 1. Ordnung | Zwergformal | 1:　5 000—1:　10 000 | unselbständiger Komplexteil |
| Formal 2. Ordnung | Kleinformal | 1:　10 000—1:　25 000 | Landschaftszelle |
| Formal 3. Ordnung | Mittelformal | 1:　25 000—1:100 000 | Landschaftszellenkomplex |
| Formal 4. Ordnung | Großformal | 1:100 000—1:250 000 | Kleinlandschaft |
| Formal 5. Ordnung | Formalregion | 1:250 000—1:1 Mill. | Einzellandschaft |
| Formale 6., 7. und evtl. | ? | | Großlandschaft |
| weiterer Ordnung | ? | | Großlandschaftsgruppe |
| | | | Landschaftsunterregion |
| | | | Landschaftsregion |
| | | | Landschaftsbereich |
| | | | Landschaftszone |
| | | | Landschaftsgürtel |

示しておく（第4表）。これら多くの試みも次第に一致点を求めていくようである。

この PAFFEN の景観のシステムは，生態学的・自然景観的系統区分 Gliederung と名付けられているが，その考え方は有力である。「自然景観的」ではあるが，それは人間を除外しているのではなく，その中に含まれているのだということが重要な点である。何故なら自然景観家計 Landschaftshaushalt の中に人間は居住や経済様式を調和的にとけこませているからであるというのがその主張である。自然的分類ではあるが，非人間的ではないというのである。

この点，自然を人間が変化させ，従つて本来の景観の組織を破壊したりするという考え方ではなく，耕作といえども土壌や起伏の状態に同化した方法・様式をとつて適応してゆくのだという考え方である。エコロジー（家計）という考方を強調している。そして彼はここで GRADMAN や CREUTZBURG とちがつた意味で「調和景観」という概念をもち出すことになる。つまり人間は景観を変容するけれども，「自然的系統区分」は変らないという主張である。景観の内容は変つても区分は変らぬという。

彼はこのように生態学的・自然景観的系統区分によつてとり出されたものを，また「自然的空間」natürliche Räume とよぶ。手続きとして，自然的生物地理的要因に立脚して区分はするが，生態学的な立場から，統一的な個体をとり出すのだから，これがすべての地理的なモメントを考慮に入れた空間区分 Raumgliederung の前段階になるというわけである。以上の様な考え方は大体において BOBEK や SCHMITHÜSEN 等の考え方と方向を一にするもので，一つの有力な思想である。

## 2.　「自然空間」という考え方と，ドイツの自然空間的区分（N・G・D）

PAFFEN に見られる様な景観の概念と，その単位とシステムについての考え方は，PASSARGE 以後徐々に定着してくるようになつたものである。ドイツの「地誌局」（今日の Bundesanstalt f. Landeskunde）は 1941 年に Reichsamt f. Landesaufnahme の内部に発足した時から，この様な景観区分 Landschaftsgliederung を組織的に行うことをその大きな任務としてきた。精密な調査にもとづいて，これを地図化することが地理学のみならず行政やプランニングに有効だという考である。この間の事情を SCHMITHÜSEN (1953) の序文によつて窺うと次の如くである。

この事業の為には甚だ多数の協力者が必要だつたが，1945年には戦後復興計画の為にという目的で，先ず 100 万分 1 概観図を作ろうという案が生れ，CREDNER, HUTTENLOCHER, TROLL, PFEI-

FER, WERDECKER や OTREMBA が参画した。1948年になつて，ミュンヘンで地理学会が開かれたときに，景観区分 Landschaftsgliederung に一挙に到達するには困難があるということから，先ず自然空間的区分 Naturräumliche Gliederung から着手前進すべきだということになり，その為の部会がドイツ地誌中央委員会 Zentralausschuss f. dtsch. Landeskunde 中に設けられ，SCHMITHÜSEN が中心になつて事業を進めてきた。これは1951年に地図とそのテキストの準備が完了することになつたという。以上がその経過である。

これはいはば，ドイツ地理学界全体の考であるとも言えるが，このテキストに序説を執筆した SCHMITHÜSEN, J. (1953) によって，地域の単位とそのシステムについて考え方を瞥見しておこう。

このドイツ自然的空間区分は N.G.D と略称されているが，N.G.D の特色は小さな単位を求めてそこから大きな拡がりをもつた Landschaft に進むといういわゆる「下から」の方式をとること，自然・人文の諸現象が相交って構成する複雑な Landschaf の単位 Einheit である空間 Landschaftsraum を取出すことは尚将来の問題に属するとして，土地自然 Landesnatur の全性質 Gesamtcharakter に従つて限界づけられた統一体をとり出し，これを自然空間的単位 naturräumliche Einheit と名付ける。これには人間によって規定されている自然的諸現象も含まれているから，いわゆる「文化景観」のシステムの基本にもなると考えていることである。

小地域においては，多様な現象があつて複雑に結び付いていても，Totalcharakter とも言うべきもの，すなわちその所における特有性をとり出すことは出来るが，大地域になると，概観はあらゆる部分・現象にとどき得ず，選択と一般化が必至となる。これが「下から」の方式の一つの根拠である。勿論そこには，「種」を求めようとする考が潜んでいるのは明らかである。イギリス地理学協会委員会 Committee of the Geographical Association (1973) が，region という概念を考察して generic region（属的地域：普通には一般地域とか類型地域とか訳されている）と specific region（種的地域：これは普通は特殊地域と訳されている）との二つに分つたが，その際の specific region に当るわけである。

それでは，自然空間的区分とよばれるものの内容は何か，どの様な点に特に考慮が払われているのか (SCHMITHÜSEN, 1953, S. 3-8)。

何等かの点で同質の土地で，それの本質あるいは Totalcharakter を構成するようなもののすべてをふくむものを Landschaft とよぶ。勿論そこには自然によって与えられたものも，人間によつてつくられたものも全てが含まれているわけである。そのようなものを，それのもつ Charakter に従つて区切つて取出された時，これを景観空間 Landschaftsraum とよぶ。

ところで Landschaftsraum をとり出すのには自然のみでも，人間のつくり出したもののみでも不十分であり，殊に文化景観はその限界も動きやすく，Gliederung の方法も未だに未解決とも言うべき状態にある。

そこで，人間の手のついていないものの総体を Landesnatur とよぶとすると，これの全性質 (Gesamtcharakter) に従つて区切られたものも彼らは自然空間的単位，あるいは自然空間とよぶことにしている。この概念は SCHMITHÜSEN が1936年以来作り出したものだという (1967)。Landesnatur には勿論人間によつて規定され形成されたものも融合しているから，N.G. は景観区分 Landschaftsgliederung の前提となり得るし，最も確実にそこに到達し得るものだと考えているわけである。

SCHMITHÜSEN 等が1953年の N.G. でつくり上げた空間単位の階梯は次の如きものであつた。

a）シュタンドオルト Standort

b）自然空間的基本単位 naturräuml. Grundeinheit

c）自然空間的主要単位およびその下部単位 naturräuml. Haupteinheiten und deren Untereinheiten

d）高次の自然空間的単位 naturräml. Einheiten höheren Ordnung

それぞれについて簡単に触れてみる。

a）最小空間に「シュタンドオルト」を当てたのは植物社会学，土壌学，気候学，林学などにわた

つて共通的なものをもつていること，それがまた地理学的であることから採用したものであろう。ドイツの林学の KRAUSE, GUSTAV の用いる「シュタンドオルト」が殊に自然空間的単位の概念の樹立に大きく参与しているからであつたらしい。

b）自然空間的基本単位

「シュタンドオルト」は地盤，岩石，地形，気候，水，土壌など，ある場所の土地自然の全性質を含む最小空間を指していたが，この「自然空間的基本単位」は「シュタンドオルト空間」Standortraum ともよばれるもので，その内部がいわば同質の土地自然から成るという意味で空間的シュタンドオルト単位 räumliche Standorteinheit ともよばれる。

これは BOURNE のサイト site に当り，地理学におけるフリーゼ Fliese やフィジオトープ Physiotop に相当する。この基本単位は人間の利用平面に関しての大きさの序列 Größenordnung の下限である。これは 1：5,000～1：25,000 のような大縮尺図上でしかとられるものである。

c）自然空間的主要（第1）単位 naturräuml. Haupteinheiten

これは景観区分 Landschaftsgliederung の大きさの序列でいうと，景観空間単位 Landschaftsraumeinheiten におよそ一致している。林学でいうフリーゼ結合 Fliesengefüge に相当するもので，その内部には地域的な差があつて，いろいろの大きさの下位区分がされる。この下位の単位 Untereeiheiten にはまた各種の大きさのものがあるが，結局それは地図上では 1：50,000～1：200,000 の縮尺にしか表わせないが，主要単位は 1：300,000～1：1,000,000の小縮尺で表現され得るものである。

d）ところが，これ以上の上位の自然空間的単位については，なお十分には論じにくいので，これは SCHMITHÜSEN (1949) の予察的論究にゆずるとしてこの序説では避けられてあつた。

第4表は KLINK, H. J. (1966) によるものであるが，これまで述べたところはこの表のフリーゼから第4位までに当る。この表の第3位から第1位までの単位について，その性質を KLINK に従つて略説しておく必要がある。その後の発展と見てよい。

第3位の「主要単位のグループ」とよばれるものは，互に地域的につながり，本質的には共通したメルクマールが目立つような「主要単位」の集りで，その結果，単位としては地表形象 Oberflächengestalt が似ている

「主要単位」Hanpteinheit は「下部単位」Untereinheit から成つているのだが，それはモザイクとして成立するというのが一つの特質で，この「主要単位グループ」の構成の特質はモザイクでなしに「結合」Gefüge である点が注意されている。

NEEF, E. (1963) はこの「主要単位グループ」に相当する階梯に「マクロ・コーレン」(Machro

第4表　自然空間単位の階梯（KLINK による）

| | 6. Ordnung | 5. Ordnung | 4. Ordnung | 3. Ordnung | 2. Ordnung | 1. Ordnung | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Physiotop/Ökotop (Fliese) | Ökotopgefüge | | | | | | |
| Naturräumliche Grundeinheit | Teileinheit | Untereinheit | Haupteinheit | Gruppe von Haupteinheiten | Region | Großregion | Zone |
| Landschaftsökologisch begründete räumliche Elemente d. Gliederung | Grundeinheit für die Landeskundliche Betrachtung (Kleinste Einheiten auf den Karten d. naturräumlichen Gliederung 1 : 200 000) | | Im Handbuch der naturräumlichen Gliederung beschriebene Einheiten | | | | |
| Physiotop/Ökotop | Mikrochore | | Mesochore | Makrochore | Megachore | Region | |

-choren という名を与えたが，両者の一致・相応点についてはまだ検討は進んでいないようである。

第2位の単位である「自然空間としてのレギオン」naturräuml. Region, 略称「レギオン」の特質は，それを区分し取出すのに，起伏や気候という空間に関連するメルクマールが問題になるというところにある。起伏においては，その大空間的な構造型が，気候においては気候帯内部の分化が区分の手がかりになるわけである。NEEF の言うメガ・コーレンに相応するものである。

第1位の単位には「大レギオン」Großregionen という名が与えられている。ドイツを「大レギオン」に区分することを試みたのは MÜLLER-MINY, H. (1960/61) が最初で，300万分1図上に示された。

MÜLLER-MINY, H. は「主要単位」が，その「グループ」(第3位) と「主要単位」(第4位) の2段階に分けられたのに従つて，「レギオン」を2つの段階に分つた。「大レギオン」(第1位) と「レギオン」(第2位) である。

「大レギオン」をとり出すのには，「ハンドブック」における「主要単位」をとり出す場合と同様に，「結合スタイル」Gefügestil あるいは「構造スタイル」Baustil というプリンシプルによつてとり出される。隣接する Regionen を単純に一纏めにするのではなくて，そこに一貫している「結合スタイル」が求められているのである。「大レギオン」の質に関与するのは「地表形」と岩石の結合 Gefüge だという。

「大レギオン」の上に「帯」Zonen がおかれているが，これは世界の気候区分によつてこれまで多く試みられたものに従つている。以上がN.G.D で考えられている区分の諸単位の性質の大要である。

ここで N.G.D. のその後の作業の進行を一瞥をしておこう。「ドイツの自然空間的区分のハンドブック」(1953～1962) は MEINEN と SCHMITHÜSEN の監修であるが，全9輯のうち第6輯以後には GELLERT, J., NEEF, E., MÜLLER-MINY, SCHULTZE, J. H. が加わつている。

この内，MÜLLER-MINY はもともと SCHMITHÜSEN と共に最初からこの事業の基本 てきたし，1943年以来20万分一の区分図 めてきたが，1958～62年の間に "naturrä Gefügelehre" というべき議論を提出し は「基本単位」の区分では「垂直的相互 問題であるが，その上位の「自然空間的 区分に移ると，これには「水平的関連」 てくるので事情が異つてくるという点の る。つまり，それを構成する部分の位置 互作用，互の数量的関係などが大きな意 てくるので，より大きい部分単位への全 の仕方が，つまり結合スタイル Gefüge 要な意味をもつている。従つて区分もこ にして行われるべきだということになる

境界の表現・図示については，線に Grenzliniennetz よりも色分けにして，・ 2段階に表現する方が内容が豊かになる な技術的な変化を生じてきた。

これらの変化・進歩については，HAAS NEEF (1964) や手短かには KLINK (1966 て窺える。

その変化の要点は，自然空間区分の各 れに特有のスケールを持つと共に，それ 研究・調査法と表現・図示法が異ること の考察が緻密になつてきたことだと言え 尺の記述では，景観生態学的詳密研究が 質的・量的に記述し比較できるが，小縮 につれて観察の網にかかるものは少数の に限られ，それが区分の基礎にならざ い。

大雑把に言つて前者（フィジオトープ， ープの段階）における方法（せまい場 的，積上げ）をトポロジー的研究法と 「主要単位」以上の大きなものに用いら (かなり広く演繹的，上から)をコロロギ 法と名付けると，自然空間的区分は一つ では行い得ないことが強く意識されるよ ことである。ネーフはこの両者をつなぐ の役目をするものを「エコトープ結合」の めている (NEEF. 1963)。第5表を参照さ

### 3. N.G.D の発展と波及

N.G.D. の地図が出され始めると共に，

種々のプランニングに利用されることになり，新らしいプランニング地図帖で N.G. をのせていないものはないといえる様になる。同時にまた，ドイツの統計局 Statistische Amt der Bundesrepublik を動かして，統計上の単位となる町村に，自然空間単位のナムバーを付けるようにさせた。その結果，統計上の数値を自然空間単位に機械的に適用できることになり，自然空間的単位との関係における人口地図，経済地図などが容易に作られることになつたという。

ところで自然空間区分の問題はドイツ内部だけでなく，諸国にも拡がつている。

1965年にはライプチヒで，1966年にはワルシャワでこれに関する国際シンポジウムが開かれ，1967年の9月19〜22日にはスロバキアの Moravany bei Pistyan で開かれた。1968年はドイツで開かれる筈になつていたが，この時以後の報告は見当らない。

1967年スロバキアのシムポジウムについては SCHMITHÜSEN (1967 a) の簡単な報告がある。シンポジウムは「自然地理的レジオナリゼーション」という名称である。チェッコスロバキア以外からは東西ドイツ，オランダ，ポーランド，ルーマニア，ソ聯，ハンガリアそれにユーゴスラビアの地理学者が参集した。

そこで取上けられたのは「景観の個別的要因 Einzelfaktoren による地域区分 Regionalization の問題点」と「種々の縮尺における区分 Gliederung のもつ問題」であつた。その他に，複合要因の分析について次の四つの発表があつた。1) チェッコスロバキアの J. RAUSER はブリュンのアカデミ研究所 (Brünner Akademieinstitut) 作製の20万分1，生物地理的空間区分図 Raumgliederung について：2) E. NEEF がドレスデン地理研究所による新らしい自然空間区分の基本図 (20万分1) について：3) V. SOČAVA がイルクーツクの地理研究所作製の一連の地図(縮尺種々)について：4) J. ROGLIČ がディナルアルプスにおける土地自然の区分と，歴史的発展の空間的な移りゆきとの関連について述べたという。これをみても，問題点がいくらかは想像できるであろう。

1965，1966年のシンポジウムでは自然地理的な複合的(区分)研究に関して，「下からの途」と「上からの途」について専ら論ぜられたが，1967年には主として種々の可能な，または必要な方法論的な途の連繋がとり上げられたのだという。この間題の進展の方向が少し分る。次に問題になるのは当然各国の業績の比較で，これは特にソ連から出された要求である。これらの要求を一括すると，

1) 大きさの序列，分類学的単位を明らかにすること。類型的な研究におけると，地域的 regional な研究におけると，いずれについてもそれらの内容と，相互の関係を規定すること。
2) ゲオ・システムあるいはその部分システムの定義，その際一般システム理論を取入れるべきこと。
3) 概念内容と術語 Terminologie を明らかにすること。
4) 実際問題への適用にとつて有効な定量化できる要素を確立して，定量的方法を構築すべきこと。

以上がこの問題に関する当時の状態を示している。

東西両ドイツと同じ様な考え方で，自然地理的単位を追求している国々としては，ソ連・ポーランド・チェコ・ルーマニアなどがある。KONDRACKI (1964) はこれらについて簡単に触れている。第5表は KONDRACKI が作つたソ連・ドイツ・ポーランドのそれぞれのシステムの比較表である。

自然空間区分に関しては東独と西独は一致しているといえるが，自然現象と社会現象の統合の結果としての「景観」を考える BOBEK や SCHMITHÜSEN, TROLL 等の西独に対して，東独は組しない様だ。その様なトータルな景観の上には，統一地理学が構築されるわけで，東独の人々はそれには反対する。NEEF, SCHULTZE および GELLERT 等をはじめ，トータルな景観という意味での「地理的実体」という考え方に対しては否定的であり，ソ連も大体この考えの人が多い。

しかしソ連の地理学もドイツと同じくランドスケープ研究がその中心をなしている。ランドスケープが中心概念であり，これにランドスケープ・サイエンスの名を与えている。ランドスケープの研究において最も問題とされているところは自然

第5表　ソ連・ドイツ・ポーランドにおけるシステムの比較（KONDRACKI による）

| Soviet System (GVOZDETSKI 1960) | German System (SCHMITHÜTEN, MEYNEN 1953) | (PAFFEN 1953) | Polish System (KONDRCKI 1961 |
|---|---|---|---|
| land (*strana*) | — | | area (*obszar*) |
| zone (*zona*) | — | | zone (*strefa*) |
| province or *area* (*provincia, oblast*) | *Grupper von Grosslandschaften* | | province (*prowincja*) |
| subzone (*podzona*) | — | | subprovince (*podprou* |
| district (*okrug*) | *Grosslandschaft* | *Macrochor* | macroregion (*makrore*, |
| subdistrict (*podokrug*) | — | *Mezochor* | mezoregion (*mezoregi* |
| refion (*rayon*) or landscape (*landshaft*) | *Landschaft* | *Microchor* | microregion (*mikroreg* |

空間 natural geocomplex のヒエラルキーや，自然地理的区分 regionalization の問題である。

これらの研究が，それのもつ性質からして，土地利用を中心とする種々のプランニングや公共衛生にも大きな発言力をもつ点において，特に力を注いで追求されている。応用地理学に高い地位が与えられ，その基礎としてランドスケープのシステムに関連する問題が考えられているといえよう。

もともと，帝政時代のロシア地理学は RITTER 以来ドイツ地理学を輸入するところから始まったが，近くは「欧露」(1905) をもつ HETTNER の理論を中心に発展したことは他の諸国と余り異らない。革命以後，資本主義的地理学として退けられたが，地理的複合体 (Geogr. complex) としてのランドスケイプという考え方は長い時間の間にソ連地理学に根を下ろすに至った。V. V. DOKUCHAYEV (1846-1963) をスタートとして，ランドスケープ・サイエンスはソ連独自の地理学として成立し，その存在を主張するに至ったのである。

1917年の三月革命以来50年たった今日，地理学においても明確な立場と力強い前進が目を惹く。当面のわれわれの問題に関連してソ連に見られる特質を略記してみよう。ISACHENKO (1968, 1973) や GERASIMOV (1968) の記述を摘記すると前述の足取りは次の如くである。

1930年代にはドイツなどと同じく landscape について，地理学の理論に関して激しい論争が繰り返された。ソビエトの場合は西欧地理学の輸入をさけてこれを弁証法的唯物論の上に再編成ならなかつたのである。景観 (Landschaft) に対しては然し，DOKUCHAYEV 以来の伝統うが，PASSARGE らを避けながらも強い し，領域の自然地理学的分化の追求を基礎的に推進されるに立っている。

第2次大戦以後はランドスケープ調査がに行われ始め，ランドスケープ・マップの自然地理的区分 physical-geographic regiotion が中心問題になる。

ソ連のランドスケープ研究家は1955年以期的に全国協議会を開くようになったし，理学協会会議でもランドスケープ調査を重その第3回 (1960) 会議では，地理学協会のンドスケープ調査の委員会を設けるに至つう。

ランドスケープ・マップは 1：1,000,00 ソ連圏からスタートすることになったが，の全国ランドスケープ協議会では 1：4,0 のものの編集も決議され，同年にはレニンド大学からランドスケープ・マッピングの出されたという。

以上の様な足取りを眺めてみると，細かは勿論異っているにしても，ソ連でもドイ約10年おくれて同様のことが進められていえる。

しかし，ソ連ではドイツとちがつて，設，地域計画や公衆衛生などの実際問題へに甚だ高い意義を認め，これの基礎として

に研究を推進していることである。研究の前進と深化を計るために1961年イルクーツク地理学研究所が諸所にフィールド・ステーションを設置したのを始め，モスコー地理学研究所もフィールド・ステーションを設けるなど，独得の方法を生むに至っている。

自然地理的区分に関する報告も，1956年以来統一的見地に立って諸方の研究母体から刊行されはじめた。ソ連では土地の単位として "facies" と，それの集合 Association としての "urochishcha" なる概念が用いられている。

中国においても「景観」研究は盛で，自然地理地域区分が追求され，その基本単位を求めることが行われている。農業，開拓，土地改造，災害防止などのプランニングにおける大きな意義が前面に出ていることはソ連におけると同様であるという。中国のこの問題に関する事情をわれわれは保柳教授の次の報文(1971)によって知ることが出来る。

現代中国の地理学はソ連地理学と密接なつながりをもつており，それは1949年にソ連科学院が中央科学院(後中国科学院となる)を指導して以来のものと考えられる。ゲラジモフ(格拉西莫夫)も指導の一員だった。従前に試みられた諸種の地理区設定とはちがった立場から「自然地理区画草案」中華地理誌双刊 (1) 1956が作られ，1958には黄秉維の「中国総合自然区画初歩草案」地理学報(24)が発表された。これには第0級区画(熱量帯)，第1級区画(自然地区)，第2級区画(地帯)と上から下に進み，その下に更に3単位が設けられている。すなわち第3級単位(自然省)，第4級単位(自然州)，第5級単位(自然県)である。これに対して任・楊両氏の新提案(1961)が更に一歩を進めるに至った。ここでは前者がどちらかというと「上から」の方法と思われるのとはちがつて，むしろ「下から」の方法をとつていると言える。その区画等級単位系統は，自然区(1級区)，自然地区(2級区)，自然省(3級区)，自然州(4級区，未画分)となっている。この問題は更に進展をとげている筈であるが文化大革命以後については余り明らかに知られないようである。

## V　土地分類による地域システムの図化

### 1.　ランドスケープ・アプローチ

地域，とくに自然地域の空間的特性の表示手段として，第2次大戦後，世界の諸国で各種の土地分類図が組織的に作成されるようになつた。土地分類図は国土計画・地域計画の基礎資料として作成されることが多いが，その背景には前章までに展望した地域の分類と区分に関する諸概念が利用されている。土地分類の調査研究には，どの国でも地理学者が主導的な役割を果たしているが，農学・林学・工学など，他分野からの貢献も大きいことを見逃してはならない。

土地(自然環境複合体と同意義)が内包する諸属性とその空間的特性の図化にあたつては，世界の諸国でほぼ同じようなアプローチがとられてきた。それは，空中写真上でランドスケープのパターンを可視的なスケールで，現実の空間に則してとらえ，分析し，図化するという，ランドスケープ・アプローチ (MABBUTT, 1968) である。それはまた，土地を構成する諸要素の連鎖のシステムに着目し，その中の可視的な要素，とくに地形の特徴を手がかりとして，土地の空間的特性を総合的にとらえようとする手法でもある。

今日，日本も含めて，世界の諸国で行なわれている土地分類のシステムは，地域調査に空中写真が導入されたばかりの1930年代前半における先駆的研究に負うところが大きい。地域の最小単位あるいは図化単位と地域のヒエルラルキーについても，この時代の研究に初期的概念の萌芽がみられる。site, facet, catena など，この時代に提唱された用語の多くは，今日まで継承され，広く利用されている。以下では，自然地域の最小単位，そのヒエルラルキーと図化単位の関係に焦点を合わせて，世界の諸国でなされてきたランドスケープ・アプローチによる土地分類について，若干の史的展望を行なっておこう。ランドスケープ・アプローチでは地形の分類とそれに基づく地域区分の果たす役割が大きい。地形学的視点からの地形の図化—地形学図にも多少ふれておこう。

### 2.　自然地域の基本単位と図化単位

土地分類では一般に，土地評価の基礎となり得る等質性の高い環境複合体の地域単位を設定しようとする。英語圏に属する国々では，イギリスの林学者 BOURNE(1931)の site（I 参照）を環境複合体＝土地の基本単位とすることが多い。BOURNE は空中写真上にみられるランドスケープのパターンの分析により，自然地域の最小基本単位を明確に定義した最初の人である。「気候，地形，地質，土壌，生産力因子が一様な地表面の最小の部分」であると定義される site は，その大きさが$10^0$～$10^2$m のオーダーのものである。したがって，その図化にあたっては，1：$10^4$以上のスケールの地図を必要とし，1：50,000 のスケールの地図上では site をもれなく表示することはできない。そこで，1：50,000 程度のスケールの地図では，site のグループかそれよりも 1 段高次の地域単位を用いて図化を行なうことが多い。このスケールでは WOOLDRIDGE(1932)の facet を図化単位とするのが一般的である。

BOURNE(1931)の site に相当する環境的ないし生態学的意義での最小単位としては，後に，soil-site (CLARKE, 1957)，tessera (JENNY, 1958)，ecotop (TROLL, 1963)，habitat-site (MOSS, 1968)，land element (BRINK et al., 1966) など，多くの用語が提唱されている。また，ソ連の地理学者の間では，ランドスケープ・マッピングの最小単位として，facies が用いられている（IV 参照）。facies は『同一の岩石，特徴的な微気候，単一の土壌型，単一の生物共同体からなる最低次のランドスケープ複合体』であると定義されている (PROKAYEV, 1961) から，BOURNE の site とまったく同意義に用いられていると考えてよかろう。

環境的・生態学的な地域単位とは多少ちがったニュアンスで用いられているものに，フィジオグラフィックな単位がある。たとえば，LINTON (1951) が一連の階層的地形地域区分の方法を提案したときに UNSTEAD (1933) の feature に代えて用いた site は，BOURNE 流の環境複合体の最小単位であることを意図したにもかかわらず，フィジオグラフィックな単位として評価されている (THOMAS, 1969)。

斜面の分類と図化の研究では，純粋に形態的意義での地形単位（モーフォロジカル・ユニット）が用いられている。SAVIGEAR(1965) の morphological unit や YOUNG (1969) の slope unit がそれである。YOUNG (1969) は，マラウイの自然地域区分を試みた際に，斜面の基本単位を記述するために，slope unit という用語を設け，それは勾配によつて記述される平滑斜面と，断面の屈曲率，接合部の勾配によつて記述される凸形・凹形の斜面からなるとした。この考えは，WATERS (1958) と SAVIGEAR (1965) によつて開発された大縮尺 (1：10,000以上) 形態分類図の研究に負うところが大きい。

YOUNG(1969)の slope unit の大きさのオーダーは，$10^0$～$10^2$m である。slope unit のように，量的な定義を必要とする最小の形態的単位を図化するためには，空中写真の利用だけでは不十分であり，現地での精密な測定と観察が要求される。このことは，site についても同様であり，その認定と図化のためには，環境諸要素の空間的等質性を認定するための精査が必要とされる。

地形的な地域単位の他の例に，morphogenetic unit がある。これは，地形の成因と年代を主たる指標とする地形分類によるものである。ポーランドの KLIMASZEWSKI (1956) やフランスの TRICART (1959) などによつて先駆的な研究がなされ，後に IGU の応用地形学委員会地形学図小委員会（1968 年以降，地形調査・図化委員会に改組）の国際協力による研究がすすめられてきた，1：25,000～1：50,000詳細地形学図 (KLIMASZEWSKI, 1963；VERSTAPPEN, 1970；Demek, et al., 1972) で用いられている図化単位がその代表的なものである。

GELLERT (1972) は，morphogenetic unit の基本単位を morphotop ないし morphofacies(数$m^2$～数 ha のオーダーの大きさ)であるとし，それは 1：10,000 以上の大縮尺図上で図化されるべきものとした。彼によれば，1：50,000 地形学図上に図化されるのは，morphotop ないし morphofacies のグループである。これは，後述の THOMAS(1969)の facet に相当する地形学的単位であり，中野 (1952, 1961) が提案した land form

type に対比されるものである。

IGU 委員会方式の morphogenetic unit は, KLIMASZEWSKI (1963) が提案した原案の線に沿う国際統一凡例 (DEMEK et al., 1972) によって地形学図上に表現される。この unit は地形の形態的特徴, 計測的要素, 構成物質, 成因, 年代と現在の営力に基いて設定されるが, 一枚の地図の上に地形に関する多くの情報を盛り込んでいるため, たいへん複雑で読図することが困難な地形学図をもたらしている。

site や facet が等質性の高い基本単位を指向しているのに対して, MILNE (1935) の提唱した catena は, 広域のパターンをとらえる概念である。彼は東アフリカの土壌図の作成にあたつて, 小縮尺の地図に複合的な土壌型を表現するための図化単位を考案し, それを catena とよんだのである。catena は,「成因と形態に基本的な差異があるために, 自然分類システムの中では隔絶されてはいるが, その出現形態は地形条件と関連があり, 同じような地形では同じ関係が繰り返して出現する土壌のグループ」に対して与えられた概念である。MILNE の方法は, 土壌と地形, 母材, 気候, 植生の間にみられる連鎖のシステムに強く依存している。そして, この連鎖のシステムの中の可視的な要素である地形のパターンの変化を, 土壌型図化の手がかりとしたのである。

MILNE と同様の方法は, アメリカの土質工学者 BELCHER (1943) によつても開発されている。彼は空中写真判読による土質図の作成にあたり, 土の工学的特性と空中写真のパターンとの関連性を,「再現パターンの原理 the principles of the recurrent pattern」に基いて把握することを提案している。

### 3. 自然地域のヒエルラルキーと図化単位

すでに触れたように, 自然地域のヒエルラルキーについては, BOURNE (1931), UNSTEAD (1933), MILNE (1935) の初期の研究の中ですでに注目されている。しかし, site のオーダーから大陸に至る一連の自然地域単位を, はじめて明確にしたのは LINTON (1951) である (I 参照)。彼は site のオーダーからの上昇的分類とグルーピング, 大陸の亜区分にはじまる下降的分類の, 両端から出発する作業を収斂させることにより, 多段階的な地形地域区分を行なう考えを示している。

しかし, LINTON は FENNEMAN (1916) などの初期における自然地域区分が, 1 : $10^6$～$10^7$の小縮尺図上でなされたことを指摘するにとどまり, 地域単位のオーダーとその図化スケールとの関係については言及していない。また, UNSTEAD (1933) の地域認定の基準が, 地域単位のオーダーが上昇するにつれて変わる不合理さを指摘してはいるものの, 彼自身の区分体系における地域認定の基準を明確に示してはいない。

自然地域単位のオーダーと図化スケールの関係が明確になつてくるのは, オーストラリアの CSIRO (連邦科学産業庁) 土地研究・地域調査部で, Australian Land System Approach による土地分類の調査研究がなされるようになつてからである。これは, 広大な低開発・未開発地域が広がるオーストラリア大陸とパプア・ニューギニアの総合的な土地目録を迅速かつ経済的に作成することを目的に, 1940年代の終りに開始されたものである (CHRISTIAN and STEWART, 1968)。この調査では, 広大な地域を迅速にカバーするという目的を満足させるために, 1 : 1/4M～1 : 1 M という小縮尺図が成果の表示に用いられている。

図化単位は, land system とよばれる複合的な地域単位で, その大きさは$10^1$～$10^2$平方マイルのオーダーである。それは site, land unit, land system という一連の地域単位の中の最高次のものであり,「その中を通じて地形, 土壌, 植生の再現のパターンがみられる地域または地域のグループ」として定義されている (CHRISTIAN, 1958)。land system は, それを構成している land unit と site を含むものとして記述されるから, これらをいちいち記述する手間をはぶくことができ, 広大で複雑な地域を単純化して迅速に図化するのに適している (CHRISTIAN and STEWART, 1968)。これは, 前述の MILNE (1935) と BELCHER (1943) の考えと同じように, 再現パターンを利用した便宜的な広域図化の考えである。

上述の概念規定から知られるように, land system は元来, 環境複合体の単位である。しか

し，その認定と図化のための基礎は地形に置かれている。MABBUTT and STEWART (1963) は，land system が 1) 過去および現在の気候，2) 岩石，3) 地形発達の，三つの因子の相互作用の産物であることを認め，land system approach における地形学の役割を強調している。また，彼らは land unit を，『特徴的な形態，勾配，位置をもつ斜面の部分』として定義しているから，これらは明らかに地形的な単位である。事実，CSIRO の Land Research Series の付図として刊行されている land system map をみると，それは概観地形学図の1種といえる。FAIRBRIDGE (1968)，WILSON (1968)，DOORNKAMP (1970) も，land system map を地形学図として評価している。

land system approach による土地分類の手法は，CSIRO のほか，南アフリカの国立道路試験所，イギリスのオックスフォード大学，ケンブリッジ大学の研究グループによっても開発されている。後二者は最近では，イギリスの MEXE (軍事工学研究所) と共同で研究を行なっている。

イギリス本国では，WEBSTER (1963) が WOOLDRIDGE (1932) の facet を再定義して，空中写真判読による土壌調査のための基本単位として利用することを提案してから，ランドスケープ・アプローチによる工学的土地分類の研究が急速に発展するようになった。WEBSTER, BECKETT を中心とするオックスフォード大学土壌学研究室のグループは，本国とインド，アフリカの各地で，land element, land facet, land system (当初は recurrent landscape pattern=RLP の語を用いていた) の，三つのオーダーの地域単位に基づく調査を行ない，主として 1：¼M スケールの land system map を作成してきた (WEBSTER and BECKETT, 1970)。

一方，ケンブリッジ大学では，地理学教室の MITCHELL などにより，亜熱帯乾燥地域の土地分類調査がなされてきた。この調査でも，三つのオーダーの地域単位—clump, facet, land system—が用いられている。MITCHELL (1971) は，トラバース現地確認調査の結果に基づいて，land system 内における facet の内部的均質性と異種の facet 間の異質性について定量的な検討を行ない，乾燥地域における土地単位のヒエルラルキーの有効性を検証している。同時に，彼は第6表のように，自然地域単位のヒエルラルキーを，図化スケールと対比して示している。

しかし，MITCHELL (1971, 1973) が示したこの表は彼のオリジナルではなく，1966年2月にオックスフォードで開催された CSIRO/MEXE 共同研究会の成果の引用である。この研究会は，それまで別個に調査研究を行なってきた CSIRO，南アフリカ，MEXE のグループの代表者が集まって，土地分類の体系とデータ格納について討議するために開かれたものであった (BRINK et al., 1966)。研究会には LINTON も出席し，site のオーダー

第6表　自然地域単位のヒエラルキーと図化スケール

| 名　称 | 定　義 | およその図化スケール |
|---|---|---|
| Land Zone | 主要な気候地域 | 1：15,000,000以下 |
| Land Division | 大陸の構造の大地形的表現 | 1：15,000,000 |
| Land Province | 二次のオーダーの構造または大地質系統 | 1：5,000,000～15,000,000 |
| Land Region | 地質単元，またはどこでも比較可能な地形発達をとげている近密な地質系統 | 1：1,000,000～5,000,000 |
| Land System | 成因的に結合している facet の再現パターン | 1：250,000～1,000,000 |
| Land Facet | 実用目的からグルーピングされる1つ以上の land element. ほぼ等質で周辺の土地とはかなり明瞭に異なっているランドスケープの部分 | 1：10,000～80,000 |
| Land Element | ランドスケープのもっとも単純な部分。岩石，地形，土壌，植生が均一 | 1：10,000以上 |

MITCHELL (1971) による。ただし，オリジナルは BRINK et al. (1966)。
MITCHELL (1973) では，Land Element は図化されないとされている。

から最高次のオーダーに至る一連の階層的地域単位のモザイクで，全地球表面をおおうシステムの作成について意見を求められた。こうして，LINTON の協力も得て，BRINK, MABBUTT, WEBSTER and BECKETT (1966) により，オーストラリア，イギリス両方式の統合がはかられた。同時に，第6表にみるように，land system よりも高次のオーダーの地域単位が定義され，それらの図化スケールとの関係が明示されたのである。

BRINK らは，二つの重要な確認を行なつている。そのひとつは，1 : 25,000～1 : 50,000スケールでの図化単位となる land facet についてである。彼らは，land facet の中の微細な差異，とくにその構成物質の工学的性質を把握する必要を認め，見掛け上の特徴からは予測不可能な差異を記述するために，variant の考えを導入している。variant は最低次の land element とはちがつて，定義することはできても，その出現が予測不可能な land facet を意味する。第2に，彼らは land facet や land system は本来，ローカルな形態であるから，ローカルな意味で定義されるにすぎないという点について確認している。

しかし一方，ローカルに定義される地域単位だけを用いて，大陸的規模の陸地をカバーすることは至難である。そこで，BRINK (1966) らは，ローカルな形態を一定の指標に基づいてグルーピングし，abstract land system をつくり，それによつて広域をカバーする方法を提案した。ただし，abstract land system は、野外調査によつてその検証がなされるまでは，予察的に定義されるにすぎないとされている。BRINK らの試算によると，全地球表面をカバーするためには，2,000～4,000の abstract land system が必要であり，それらはそれぞれ約10のローカルな形態からなるであろうという。なお，MABBUTT は BRINK ら (1966) の報告の中 (p. 89) で，1 : 15 M 世界地図に表現すべき18の地形構造のタイプを提案している。これは land division のオーダーの地形地域単位で世界をカバーする試みである。

THOMAS (1969) は，熱帯アフリカの開発計画の基礎資料たり得る地形学図の作成を指向し，上述の land system approach も含めて，従来の土地分類に総合的な検討を加えている。彼は最小の地域単位，地域単位のヒエルラルキーと図化単位の関係に強い関心を示し，既存の地形的・環境的・生態学的地域単位を相互に比較し，2つの表の形に整理している (p. 116, p. 118～119)。彼自身は，site から land region (BRINK et al., 1966) に至る次のような地形的単位のヒエルラルキーを示している。

1) site（図化スケール 1 : 10,000 以上）
2) facet (1 : 25,000～1 : 50,000)
3) unit landform (1 : 50,000)
4) landform complex (1 : 50,000～1 : 100,000)
5) land system (1 : 1/4 M～1 : 1/2 M)
6) landform region (1 : 1/2 M 以下)

THOMAS (1969) は，この階層的分類方式に従つて，CSIRO の land system よりも低次の facet を基本単位とする地形分類を行ない，1 : 25,000～1 : 50,000地形学図の作成を試みている。なお，彼は自然環境の空間性を記述するための用語の解説も行なつている (THOMAS et al., eds., 1969, p. 527～529)。

さきに触れた YOUNG (1969) は，slope unit も含めて，次の四つのスケールのレベルの地形単位を用いて，マラウイの自然地域を記述している。

1) slope unit
2) landform 例：谷，崖，ペディメント，氾濫原。100 m～2 km のオーダーの大きさ。主要なパラメーターは幅，深さ，傾斜，凸・平滑・凹形斜面の割合。
3) relief unit 例：平原，丘陵のつながり，スカープランド。20～200 km のオーダーの大きさ。地上での観察ではその全体を把握できないが，空中写真では容易に認定可能。landform のタイプとその占める割合などが記述される。
4) major relief unit 1 : 1 M 以下のスケールの地図に表現される。HAMMOND (1964) の 'class of land-surface form' に対比される。

YOUNG (1969) は，これらの地形単位はすべて記述的であり，フランスやポーランドで開発された

地形学図の図化システム(KLIMASZEWSKI, 1963)とはちがつて，成因的な要素を含んでいないという。また彼は自然地域の区分に地形を利用する意義について述べ，彼の地形単位と土壌，植生との間には次のような関係があるという。slope unit は catena の内部における土壌の変化あるいは土壌のシリーズと関連し，landform は完全な土壌一植生 catena が出現する地形学的な大きさである。relief unit は一般に，特定の土壌一植生カテナがみられる全地域をカバーし，major relief unit は高次のオーダーで分類される土壌，植生の差異と対応する。また，後者は気温に対する高度の影響と降雨に対する起伏の影響を通して，気候とも関連する。なお，YOUNG (1969) のシステムは，上述の land system とは独立に開発されたものであり，地形の形態分類による自然地域区分を主張しているところに大きな特徴がある。

IGU 委員会方式の地形の成因分類に基づく地形学的地域区分については，同委員会の成果をとりまとめた『詳細地形学図マニュアル』(DEMEK et al., 1972) の中で，ポツダムの GELLERT (1972) が地域設定の目的，手法について述べている。彼は次のように，主として ドイツ流の用語を 用いて，地形学的地域 の ヒエルラルキーを 示している。

morphotop または morphofacies→morphotop または morphofacies のグループ→morpho-microchore→morpho-mesochore→morpho-macrochore→morpho-region→大陸

委員会に活動的メンバーをおくつている東ヨーロッパの諸国では，詳細地形学図の作成とともに，概観地形学図の作成にも熱心である。ハンガリー(PÉSCI,1971) やチェコスロバキヤ(CZUDEK ed., 1972) などでは，GELLERT が示したような考えを背景に，1 : ½ M～1 : 1 M スケールの概観地形学図や地形学的地域区分図がすでに作成されている。

IGU 委員会の活動成果として結実したヨーロッパ諸国における地形学図の図化システムは，世界の諸地域における地形学的研究の成果を全地球的レベルで比較可能にすることをねらう一方，国土計画・地域計画への貢献も意図している。しかし，このシステムはいわゆる土地分類の方式とはちがつて，純粋に地形学的立場から，とくに地形の成因と年代による分類を基調とする見地から，地形を分類し区分しようとしているところに大きな特徴がある。VERSTAPPEN (1970) は，純粋地形学図と水理地形学図，地形保全図のような応用地形学図とを区別すべきであるとしている。後者は前者の基礎があつてはじめて作成され得ることからも，この指摘は的を得ているといえよう。

ソ連でも，西側の諸国と同じようなランドスケープ・アプローチによる自然地域の図化が行なわれている。ソ連地理学会に設けられた landscape mapping の常設委員会 (1960 年設置) では，図化のスケールに対応して次の 4 つのグループの landscape map を作成することを提案している (VINOGRADOV et al., 1962)。

1) 詳細大縮尺図 (主として facies を示す。1 : 10,000以上)
2) 総描大縮尺図(urochishcheを示す。1 : 25,000～1 : 50,000, 最小スケール 1 : 100,000)
3) 中縮尺図 (mestnosti, または urochishche のパターンを示す。1 : 300,000～600,000, 最小スケール 1 : 1 M)
4) 小縮尺図 (主として landscape を示す。1 : 1 M 以下。ソ連全土を 1 : 4 M～5 M でカバー)

### 4. 自然地域単位設定の基準

自然地域単位の設定基準については，すでにおりおり触れてきたが，第 6 表に基づいて総合的な検討を加えておきたい。この表の定義の欄から明らかなように，地域単位設定の基準は地域のオーダーによつて異なつている。それは，自然環境複合体の一様性，地形の成因，地形発達，地質と大地形の構造，気候と，地域のオーダーとともに変わつている。高次のオーダーの地域設定では，MABBUTT (1968) が HERBERTSON (1905)，FENNEMAN (1916) の自然地域区分の方法に対して与えたのと同様の，ランドスケープの生成発展に着目する『ジェネティック・アプローチ』がとられているのである。一方，低次のオーダーからの積み上げ方式を基調とするランドスケープ・アプ

ローチによる地域設定は，land system のオーダーで止まつている。こうした上昇的分類と下降的分類の組み合わせによる階層的地域単位の設定方法は，LINTON (1951) が提唱した線に沿うものにほかならない。

それでは，一貫した上昇的分類システムにより全地球表面をカバーすることは不可能なのだろうか。この間に対する解答のひとつは，大陸的規模の地域が1 : 1/4 M～1/2 M スケールの国際統一分類基準に基づく land system map，ないしそれに相当する地形学図によつておおわれたときに与えられると思われる。IGU 地形調査・図化委員会でその作成が促進されているヨーロッパの1 : 1/2 M 地形学図 (GELLERT, 1968) と1 : 2.5 M 国際地形学図（ヨーロッパ）(DEMEK, 1968) が完成すれば，大陸的・地球的規模の自然地域区分についても，新しい角度からの検討が期待される。

ところで，自然地域のヒエルラルキーを，少数の統一基準によつて記述し，図化することは，本来，不可能のように思われる。それは，自然の階層的・空間的システム自体が，地質時代から現在に至るまでの間に地表に働きかけた，時間的にも空間的にもスケールとオーダーの異なる内的・外的作用を反映するものにほかならないからである。このことを考慮すると，地形形成の時空的スケールとオーダーをふまえつつ，一貫してジェネティック・アプローチをとることこそが，多段階的自然地域設定の基礎を与えるように思われる。

MABBUTT (1968) は，land system approach による自然地域の図化手法を，ランドスケープ・アプローチの代表的なものであると規定したが，それにもかからず，彼らの land unit, land system の設定にあたつては，地形の成因や年代の識別に大きなウエイトが置かれている。したがつて，彼らの地域単位設定の技術的基礎が空中写真上のランドスケープのパターンの分析に置かれているとはいえ，彼らのアプローチをジェネティック・アプローチの範疇から除外する理由はない。FAIRBRIDGE (1968, p. 731) が指摘しているように，オーストラリアで用いられている land unit と land system は，morphogenetic unit である。しかし，一方では，地形の成因分類に基づく図化に対しては，形態分類を主張する YOUNG (1972) などが痛烈な批判を加えている。こうした考えに基づく図化は，地形の成因と年代の決定についての理論的かつ科学的な方法が確立するまでは，デーヴィス流の地形解釈の誤ちを犯かしかねないからである。

地形的地域単位のオーダーを，$10^7$km$^2$ から $10^1$ km$^2$ までの七つの階級に区分するとともに，1 m オーダーの微地形にも注意を払い，それらの形成に要する時間，成因的基礎を示した，CAILLEUX et TRICART (1956)，TRICART (1965) の地形分類の体系は，まだ試案の境を出ていないとはいえ，もつともよく整理された体系といえよう（III参照）。彼らの体系は，後に BASHENINA et ZAROUTSKAYA (1967) により，いろいろなスケールの地形学図作成の基礎として取り上げられている。なお，1940年以前における地形，とくに大地形の分類体系については，HOWARD and SPOCK (1940) の展望がある（II参照）。

### 5．今後の課題

空中写真を利用するランドスケープ・アプローチは，いくつかの限界を内包するとはいえ，土地分類による自然地域の図化という具体的な作業を通して，地域のシステムの把握と表示に大きく貢献してきた。しかし，このアプローチが貢献してきたのは，CSIRO/MEXE の共同研究の成果にもみるように，land system オーダーまでの，主として定性的に記述される等質地域の設定とその体系化に対してであつた。このアプローチの基礎をなすのは，地形の系統的な分類と区分のシステムである。しかし，IGU 地形調査・図化委員会の国際協力による研究の推進にもかかわらず，全地球表面をカバーし得る多段階的な地形地域単位の図化システムはまだ確立されていない。

ところで，自然地域はエネルギー，水，物質の循環によつて連関し，これらの入出力によつて変化する多様なサブシステムからなつている。ランドスケープ・アプローチでは，こうした視点からの自然地域の把握に欠けるところがあつた。自然地域の機能的側面とダイナミックスを解明し，それらに関する情報を提示するためには，特定の属

性パラメーターによる量的記述とモデル化，プロセス－レスポンス・モデルによる検討が必要とされる。こうした問題については，気候地形学的，構造地形学的見地からの地域分析の問題とともに，別の機会に総括することにしたい。

## あとがき

筆者らは地表空間を区分し，それを体系づける問題をとりあげ，諸国におけるその展開を展望しようと試みてきた。ドイツのように古くからこの問題が地理学の中心的課題として論じられてきた国もあれば，フランスのように，地誌学の伝統をもちながら，地域の概念については余りやかましく論じられなかつたところもある。イギリスでも早くからこれの重要性が強調され，その影響はアメリカに及んだが，新大陸ではまた独自の展開をみせた。わが国の地理学界でこの問題がとりあげられることは稀であつたと言ってよい。農林水産技術会議(1964)が，地理学のみならず多くの分野の研究者を集めて数カ年を費してまとめた「土地利用区分の基準作成に関する方法論的研究」の成果は注目される。

各国における地域についての考えの微妙な相違は，地域を表わす術語にも端的に現われている。たとえば，Landschaft と landscape とは全く同義であるとは言いきれないし，まして日本語にも訳しにくい意味内容をもつている。region にしても，普通一般に余りにも広い意味で用いられているために，地理学上の概念を表現する語として必ずしも適当ではない。アメリカやイギリスで，compage や tract などの古語を復活させようとしたのも故あることである。

かように国毎に相違が認められはするものの，地域を，リンネの分類のように，整然と分類し体系づけることを指向していたという点では一致点が見出される。ただ，それを並列してみると，前掲の表のように，単に地域の単位に与えられた術語が異なるというだけでなく，それ以外にも相違があることに気がつく。たとえば，地域のヒエラルキーにおいてフランスのように第7段階，第8段階にいたるまで細かく段階を分ける行き方に対して，アメリカでは PHILBRICK(1957)を除くと，

WHITTLESEY(1954)に代表されるように
province, district, locality の4段階を区
にとどまつている場合もある。このような
階梯についても，術語についても国際的な
今後行われていくであろうと思われる。し
方，BUNGE (1962) のように地域の段階は
どこででも画一的に決めることができるも
のではないとする議論もある。

自然地理の最小単位は Landschaftszel
Physiotop とかであるが，HUTTENLOCHE
は文化景観の最小単位を求めて村落 län
Siedlung mit ihrer Gemarkung とした
地理の場合にはエレメントが連続してい
して，人文地理では，村落のように分散
る。従って人文地理的な地域とは中心と
によって組織されたものである。一方を
gnomische Raumgliederung というなら
は funktionale Raumgliederung とも
ものである。後者について本論ではほとん
られなかつた。別の機会にとりあげてみた
えている。

地表空間を区分する問題はすぐれて地理
課題であるように見えるが，これは分類
題と何等異ならないとする見解がとられ
なつてきている。位置をもった地球表面の
る contiguous 空間を区分するということ
性はあるけれども，分類の基本的原理に
域区分が今後ますます追求されていくであ

その際に経験による人為的な分類・区分
て，客観的に意味のある分類・区分を求
とする試みは早くからあるが，最近は
numerical taxonomy が生物でも土壌でも
るようになつてきている(SOKAL, 1966,
*al.* 1973)。これについても今回はとりあ
た。

更に根本的に異なる立場がある。地表
象は元来連続的に推移するものであって
こと自体不可能だとするものである。植生
では WHITTAKER (1962) がかかる見解を
ている。地理学においても LAUTENSACH
の Formenwandel の主張は連続的変化に
おくものである。SCHMITTHENNER (1

LAUTENSACH に従って regional system を樹立することは不可能だとしている。生物学における分類 Classifikation の如き意味の分類学 Taxonomy は地理学の場合には不可能だということである。

これらの問題はまたそれではなはだ広い展望を要求するので，ここでは一言するのみに止めたい。

## 参考文献


BASHENINA, N. V. et ZAROUTSKAYA, I. P. (1967) : Essai sur l'unification de la cartographie géomorphologique à diverse échelles, In "*Progress Made in Geomorphological Mapping*", *Proc. Meeting of the IGU-Commission on Applied Geomorphology, Subcommission on Geomorphological Mapping Held in Brno and Bratislava, April 27-May* 2, 1965, 8-36.

BELCHER, D. J. (1934) : The engineering significance of soil pattern, *Engng. Exp. Sta. Purdue Univ., Reprint* **13**, 560 p.

BERTRAND, G. (1968) : Paysage et géographie physique globale, Esquisse méthodologique, *Rev. Géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 249-272.

——(1971) : Morphostructure cantabrique Picos de Europa, Montana de Léon et Palencia (Espagne du nord-ouest), *Rev. Géogr. des Pryénées et du Sud-Ouest*, 49-70.

BOBEK, H. und SCHMITHÜSEN, J. (1949) : Die Landschaft im logischen System der Geographie. *Erdkunde*, **3** : 112-120. In GMG (Zum Gegenstand und zur Methode derGeographie.) 257-276.

BOURNE, R. (1931) : Regional survey and its relation to stocktaking of the agricultural and forest resource of the British Empire. *Oxf. For. Mem.*, **13** : 16-18.

BRAUN, G. (1916) : *Deutschland*, Berlin.

BRINK, A. B., MABBUTT, J. A., WEBSTER, R., and BECKETT, P. H. T. (1966) : Report of the Working Group on Land Classification and Data Storage, *Rept. No.* 940, *Military Engng. Exp. Establ.*, Christchurch, England, 97 p.

BRUNET, R. (1968) : La notion de quartier rural, *Bull. du l'Assoc. des géogr. fr.*, 115-123.

——(1969) : L'étude des quartiers ruraux, ruraux, *Rev. Géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 5-11.

——(1969) : Le quartier rural, structure regional, *Rev. Géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 81-100.

BUNGE, W. (1962) : Theoretical Geography, *Lund Studies in Geography*, Lund, Sweden.

BUOL, S. W., HOLF, F. D. and MACRACKEN, R. J. (1973) : *Soil Genesis and Classification*, The Iowa State Univ. Press, 360 p.

CAILLEUX, A. et TRICART, J. (1956) : Le problème de la classification des faits géomorphologiques, *Ann. de Géogr.*, **65** : 162-186.

CAROL, H. (1956) : Zur Diskussion um Landschaft und Geographie. *Geogr. Helvetica*, **11** : 111-133.

CHORLEY, R. J. (1962) : Geomorphology and general systems theory, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 500-B, 10 p.

CHRISTIAN, C. S. (1958) : The concept of land units and land systems, *Proc.* 9*th Pacific Sci. Congr.*, 1957, **20** : 74-81.

——and STEWART, G. A. (1968) : Methodology of integrated surveys, In *Aerial Surveys and Integrated Studies*, Proc. Toulouse Conf. 1964, UNESCO, Paris, 233-280.

CLARKE, G. R. (1957) : *The Study of the Soil in the Field*, 4th ed., Oxford.

CLINE, M. G. (1949) : Basic principles of soil classification, *Soil Sci.*, **67** : 81-91.

Committee of the Geographical Association (UNSTEAD, J. F., MYRES, J. L., ROXBY, P. M., and STAMP, L. D.) (1937) : Report on "Classification of regions of the world", *Geography*, 253-282.

COMMON, R. (1971) : Some concerns of regional geography, with illustrations from Northern Ireland, *Scot. Geogr. Mag.*, **87** : 166-184.

COTTA, B. (1854) : *Deutschlands Boden, sein geologischer Bau und dessen Einwirkung auf*

*das Leben der Menschen*, Leipzig.

CZUDEK, E. ed. (1972) : Geomorphological division of the Czech Socialist Republic, *Studia Geographica*, **23** : 137 p.

DARWIN, C. R. (1859) : *The Origin of Species by Means of Natural Selection or the Preservation of Favoured Races in the Struggle for Life*, London, (The Oxford reprint of the sixth edition, 1951). 堀 伸夫訳：「種の起原」上，下，槇書店，1958：八杉竜一訳：「種の起原」上，中，下，岩波書店，1963)

DEMANGEON, A. (1942) : *Problemes de géographie humaine*, Paris.

DEMEK, J. (1968) : *Proposal of the International Geomorphological Map of Europe on* 1 : 2,500,000, Commission on Applied Geomorphology.

——, GELLERT, J. F., and SCHOLTZ, E., eds. (1968) : *Report of Working Team for Geomorphological Map of Europe on* 1 : 500,000, Inst. Geogr. Czechoslovak Acad. Sci., Brno, 82 p.

——, EMBLETON, C., GELLERT, J. F., and VERSTAPPEN, H. TH., eds. (1972) : *Manual of Detailed Geomorphological Mapping*, IGU Commission on Gemorphological Mapping, Academia, Prague, 344 p.

DOLLFUS, O. (1970) : *L'éspace géographique*, Coll. Que saie-je? P.U.F., 126 p.

DOORNKAMP, J. C. (1971) : Geomorphological Mapping, In OMINDE, S. H., ed. *Studies in East African Geography and Development*, Heinemann, London, 9–28.

FAIRBRIDGE, R. W. (1968) : Morphogentic region, In FAIRBRIDGE, R. W., ed., *The Encyclopedia of Geomorphology*, 729–731.

——(1968) : Land mass and major landform classification, In FAIRBRIDGE, R. W., ed. *The Encyclopedia of Geomorphology*, 618–625.

FENNEMEN, N. M. (1916) : Physiographic divisions of the United States, *Ann. Assn. Amer. Geogr.*, **6** : 19–98.

FINCH, V. C., and TREWARTHA, G. T. (1942) : *Elements of Geography: Physical and Cultural*, 2nd ed., New York and London.

FLEURE, H. J. (1919) : Human regions, *Scot. Geogr. Mag.*, **35** : 94–105. (Revised from Régions humaines, in *Ann. de Géogr.*, **26** (1917) : 161–174).

GELLERT, J. F. (1968) : Summary to the conception and legend of the general geomorphological maps of European countries on the scale of 1 : 500,000, In DEMEK, J. et al. eds., *Report of Working Team for Geomorphological Map of Europe on* 1 : 500,000, Inst. Geogr., Czechoslovak Acad. Sci., Brno, 45–53.

GELLERT, J. F. (1972) : Geomorphological regionalization, In DEMEK, J. et al., eds., *Manual of Detailed Geomorphological Mapping*, Academia, Prague, 130–150.

GERASIMOV, I. P. (1968) : Fifty years of development of Soviet geographic thought, *Soviet Geogr.*, **6** : 238–252.

GRIESEBACH, A. H. (1872) : *Die Vegetation der Erde nach ihrer Klimat*, Anordnung, 2 Bde.

GRIGG, D. (1965) : The logic of regional systems, *Ann. Assn. Amer. Geogr.*, **55** : 465–491.

——(1967) : Regions, models and classes, In CHORLEY, R. J. and HAGGETT, P. eds., *Models in Geography*, Methuen, 461–509.

——(1969) : The agricultural regions of the world: review and reflection, *Econ. Geogr.*, **45** : 95–132.

HAASE, G. (1964) : Landschaftsökologische Detailuntersuchung und naturräumliche Gliederung, *Pet. Mitt.*, **108** : 8–30.

HEACKEL, E. (1869) : Entwicklungsgang und Aufgaben der Zoologie, *Jenaische Zeitschrift*, **5** : 353.

HAGGETT, P., CHORLEY, R. J. and STODDART, D. R. (1965) : Scale standards in geographical research, a new measure of areal magnitude, *Nature*, **205** (4974) : 844–847.

HAMMOND, E. H. (1964) : Analysis of properties in land form geography, An application to broad-scale land form mapping, *Ann. Assn. Amer. Geogr.*, **54** : 11–19.

HARE, F. K. (1951) : Climatic classification, In STAMP, L. D., and WOOLDRIDGE, S. W.

eds., *London Essays in Geography*, London, 111-134.
HARTSHORNE, R. (1939) : *The Nature of Geography*, Lancaster, Penn.
HERBERTSON, R. (1905) : The major natural resions: An essay in systematic geography, *Geogr. Jour.*, **25** : 300-312.
——(1913) : Natural regions, *Geogr. Teacher*, **7** : 158-163.
——(1913) : The higher units, a geographical essay, *Scientica*, **14** : 199-212 (Reprinted in *Geography*, **50**(1965) : 332-342).
——(1916) : Regional environment, heredity and conciousness, *Geogr. Teacher*, **8** : 147-235.
HETTNER, A. (1905) : *Das Europäsche Russland, Eine Studie zur Geographie des Menschen*, Leipzig, Berlin.
HOMMEYER, H. G. (1805) : *Beitrag zur Militair.Geographie der europäischen Staaten*, I, Breslau.
HOWARD, A. D. and SPOCK, L. E. (1940) : Classification of landforms, *Jour. Geomorph.*, **3** : 332-345.
保柳睦美(1971) : 中国の総合自然地域区分に関する諸論議(1), (2), 地学雑誌, **80** : 46-60, 89-100.
HUDSON, G. D. (1936) : The unit area method of land classification, *Ann. Assn. Amer. Geogr.*, **26** : 99-112.
HUTTENLOCHER, F. (1949) : *Versuch kulturlandschaftlichen Gliederung am Beispiel von Württemberg*, Ramagen (Forsch. D.L.K. 47).
ISACHENKO, A. G. (1968) : Fifty years of Soviet landscapescience, *Soviet Geogr.*, **9** : 402-407.
——(1973) : *Principles of Landscape Science and Physical·Geographic Regionalization*, Melbourne Univ. Prees.
JAMES, P. E. (1934) : The terminology of regional description, *Ann. Assn. Amer. Geogr.*, **24** : 77-86.
——(1937) : On the treatment of surface features in regional studies, *Ann. Assn. Amer. Geogr.*, **27** : 213-228.
JAMES, P. E. (1943) : *An Outline of Geography*, Boston, New York.
——(1952) : Toward a further understanding of the regional concept, *Geogr. Rev.*, **42** : 195-222.
任 美鍔, 楊 紉章(1961) : 中国自然区画問題, 地理学報 27.
JENNY, H. (1958) : Role of the plant factor in the pedogenic functions, *Ecol.*, **39** : 5-16.
JOERG, W. L. G. (1914) : Natural regions of North America, *Ann. Assn. Amer. Geogr.*, **4** : 55-83.
KLIMASZEWSKI, M. (1956) : The principles of the geomorphological survey of Poland, *Przeglad Geograficzny*, **28**(Suppl.) : 32-40.
——(1962) : Conference of the Subcommission on Geomorphological Mapping, Poland 3-12 May, 1962, *Zeits. f. Geomorph.*, **6** : 357-359.
KLINK, H-J. (1966) : Die Naturräumliche Gliederung als ein Forschungsgenstand der Landeskunde, *Ber. z. dt. Landeskde*, **36** : 223-246.
KONDRACKI, J. (1964) : The problem of taxonomy of natural units in units in regional geography, *Geogr. Polonica*, **2** : 109-114.
KORNRUMPF, M. and BRUCKNER, E. (1943) : *Landschaftskundliche Raumgliederung Grossdeutschlands*. Vorl. Ausg.
KRAUSS, G. und HÄRTER, F. (1930) : Bodenarten und Bodentypen in Sachsen, In Tharanter Forstl. Jb. Bd. 81, darin Karte: Übersichts-Skizze, der natürlichen Wuchsgebiete Schsens, 1 : 1,500,000, 1928.
KREBS, N. (1944) : Karte der natürlichen Landschaften Mitteleuropas, Entwürf für den Atlas des deutschen Lebensraumes, 1 : 3,000,000.
KROEBER, A. L. (1963) : *Cultural and Natural Areas of North America*.
KÜCHLER, A. W. (1947) : A geographic system of vegetation, *Geogr. Rev.*, **37** : 233-240.
LAUTENSACH, H. (1952) : *Der geographisch Formenwandel; Studien zur Landschaftssystematik*, Bonn, (Colloquim Geographicum, 3).

LINTON, D. L. (1948) : Delimitation of morphological regions, *Trans. and Pap. I.B.G.* **14** : 86–87.

——(1951) : The delimitation of morphological regions, In STAMP, L. D. and WOOLDRIDGE, S. W. eds., *London Essays in Geography*, London, 199–217.

MABBUTT, J. A. (1968) : Review of concepts of land classification, In STEWART, G. A., ed., *Land Evaluation*, Macmillan of Australia, 11–28.

——and STEWART, C. S. (1963) : The application of geomorphology in resources survey in Australia and New Guinea, *Rev. de Géomorph. Dynamique*, **14** : 97–109.

前島郁雄(1969) : 気候区分に関する諸問題，関口武編「現代気候学論説」51–71.

MARBUT, C. F. (1935) : Soils of the United States, Part III of *Atlas of American Agriculture*, Washington : U.S. Dept. Agr., Bureau of Chemistry and Soils.

MAULL, O. (1933) : *Deutschland*, Leipzig.

MESCERJAKOV, Ju. P. (1968) : Les concepts de morphostructure et de morphosculpture, *Ann. de Géogr.*, **77** : 539–552.

MILNE, G. (1935) : Some suggested units of classification and mapping, particularly for East African soils, *Soil Res.*, **4** : 183–198.

MITCHELL, C. W. (1971) : An appraisal of a hierarchy of desert land units, *Geoforum*, **7** : 69–79

——(1973) : *Terrain Evaluation*, Longman, London, 221 p.

MOSS, R. P. (1968) : Soils, slopes and surfaces in tropical Africa, In MOSS, R. P. ed., *The Soil Resources of Tropical Africa*, Cambridge Univ. Press, 26–60.

MÜLLR-MINY, H. (1960/61) : Die Großregionen als naturräumliche Erscheinungen, *Geogr. Taschenbuch*, 1960/61, 267–286.

MURPHY, R. E. (1968) : *Annals* map supplement number nine landforms of the world, *Ann. Assn. Amer. Geogr.*, **58** : 198–200.

中野尊正(1952) : Land Form Type 地形型の考え—高知平野を例に，地理評，**25** : 127–133.

——(1961) : 地形分類—その原理と応用，地学雑誌，**70** : 53–64

NEEF, E. (1963) : Topologische und chorologisch Arbeitwise in der Landschaftsforschung, *Pet. Mitt.*, **107** : 249–259.

——(1964) : Zur großmaßstäbigen landschaftsöklogischen Forschung, *Pet. Mitt.*, **108** : 1–7.

OLIVER, J. E. (1970) : A genetic approach to climatic classification, *Ann. Assn. Amer. Geogr.*, **60** : 615–637.

PAFFEN, K. H. (1948) : Ökologische Landschaftsgliederung, *Erdkunde*, **2** : 167–173.

PASSARGE, S. (1933) : *Einfürung in die Landschaftskunde*, Leipzig.

PEARS, N. V. (1969) : Some recent trends in classification and description of vegetation, *Geogr. Ann.* **50 A** : 162–172.

PÉCSI, M. (1970) : Geomorphological regions of Hungary, *Studies in Geography in Hungary*, Akadémiai Kiadó, Budapest, 45 p.

PENCK, A. (1887) : *Das deutsch Reich*, Leipzig.

——(1928) : Neuere Geographie, *Z. d. Ges. f. Erdkde zu Berlin*, Sondelband, 31–56.

PHILBRICK, A. K. (1957) : Principles of areal functional organization in regional human geography, *Econ. Geogr.*, **33** : 299–336.

PROKAYEV, V. I. (1961) : The facies as the basic and smallest unit in landscape science, *Soviet Geogr.*, **2**(1) : 21–29.

SAVIGEAR, R. A. G. (1965) : A technique of morphological mappping, *Ann. Assn. Amer. Geogr.*, **55** : 514–538.

SCHMITTHENNER, H. (1954) : Studien zur Lehre vom geographischen Formenwandel, *Münchner Geogr.*, 7

SCHMITHÜSEN, J. (1949) : Grundsätze für die Untersuchung und Darlegung der naturräumlichen Gliederung von Deutschland, *Ber. z. dt. Landeskde*, **6** : 8–19.

——(1953) : Einleitung zu : Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands, Liefer 1, Verlag d. Bundesanstal f. Landeskunde, Remagen (1953–62, Lieferung 1–9).

——und NETSEL, E. (19622/63) : Vorschläge zu einer internationalen Terminologie geographischer Begriff auf der Grundlage des geosphärischer Synergismus, *Geogr. Taschenbuch*, 1962/63, 283-286.

——(1967) : Internationale Diskussion über theoretische Probleme der Landschaftsforschung in der Slowakei, *Ber. z. dt. Landeskunde*, **37** : 122-124.

——(1967) : Natürräumliche Gliederung und landschaftsräumliche Gliederung, *Ber. z. dt. Landeskunde*, **37** : 125-131.

SHEAR, J. A. (1966) : A set-theoretic view of the Köppen dry climates, *Ann. Assn. Amer. Geogr.*, **56** : 508-515.

渋谷寿士(1969) : 生態学史の諸問題, 法律文化社, 195p.

Soil Survey Staff (1960) : *Soil classification, a comprehesive system···· 7 th approximation*, U.S. Dept. Agr., U.S. Govt. Printing Office, Washington.

SOKAL, R. R. (1966) : Numerical taxonomy, *Scientific American*, **215**(6) : 106-16.

SÖLCH, J. (1924) : *Die Auffassung der "natülichen Grenzen" in der wissenschaftlichen Geographie*, Wagner, Insbruck.

STEVENNS, A. (1939) : The natural geographical region, *Scot. Geogr. Mag.*, **55** : 305-317.

STODDART, D. R. (1965) : Geography and the ecological approach, the ecosystem as a geographic principles and method, *Geography*, **50** : 242-251.

——(1966) : Darwin's impact on geography, *Ann. Assn. Amer. Geogr.*, **56** : 683-698.

STRAHLER, A. N. (1946) : Geomorphic terminology and classification of land masses, *Jour. Geol.*, **54** : 32-42.

——(1951) : Physical Geography, Wiley, New York and London, 534 p.

SUDGEN, D. and HAMILTON, P. (1971) : Scale, systems and regional geography, *Area*, **3** : 139-144.

SWINNERTON, H. H. (1938) : The biological approach to the study of the cultural landscape, *Geography*, **23** : 83-89.

TANSLEY, A. G. (1935) : The use and abuse of vegetational concepts and terms, *Ecol.*, **16** : 284-307.

TERJUNG, W. H. and LOUIE, S. S-F. (1972) : Energy input-output climates of the world : A preliminary attempt, *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B.*, **20** : 129-166.

THOMAS, M. F. (1969) : Geomorphology and land classification in tropical Africa, In THOMAS, M. F. and WHITTINGTON, G. W., eds., *Environment and Land Use in Africa*, Methuen London, pp. 103-145.

THORNTHWAITE, C. W. (1943) : Problems in the classification of climates, *Geogr. Rev.*, **33** : 233-255.

——(1948) : An approach toward a rational classification of climates, *Geogr. Rev.*, **38** : 55-94.

——(1961) : The task ahead, *Ann. Assn. Amer. Geogr.*, **51** : 345-356.

TREWARTHA, G. T. (1954) : *An Introduction to Climate*, McGraw Hill, New York.

TRICART, J. (1953) : La géomorphologie et la notion, *Rev. de Géomorph. Dynamique*, **3** : 213-228.

——(1959) : Présentation d'une feuille de la carte géomorphologique du delta Senegal au 1 : 50,000, *Rev. de Géomorph. Dynamique*, **11** : 106-116.

——(1965) : *Principes et méthodes de la géomorphologie*, Paris, 496 p.

TROLL, C. (1966) : Methoden der Luftbildforschung, In *Luftbildforschung und Landekundliche Forschung*, Wiesbaden.

——(1966) : Geographische Luftbildinterpretation, In *Luftbildforschung und Landeskundliche Forschung*, Wiesbaden, 153-160

UNSTEAD, J. F. (1916) : A synthetic method of determining geographical regions, *Geogr. Jour.*, **48** : 230-249.

——(1926) : Geographical regions illustrated by reference to the Iberian Peninsula, *Scot. Geogr. Mag.*, **42** : 159-170.

UNSTEAD, J. F. (1933) : A system of regional geography, *Geography*, **18** : 175–187
——et al. (1973) : Classification of regions of the world, *Geography*, **22** : 253–282.
——(1965) : A. J. Herbertson and his work, *Geography*, **50** : 343–347.
VERSTAPPEN, H. TH. (1970) : Introduction to the I.T.C. system of geomorphological survey, *K.N.A.G. Geogr. Tijid.*, **4** : 84–91.
VIDAL DE LA BLACH, P. (1905) : Tableau de la géographie de la France, Paris, 395 p.
——(1910) : Les régions françaies, Rev. de Paris, pp. 821–841.
——(1922) : *Principes de géographie humaine*, Paris.
VINOGRADOV, B. V., GERENCHUK, K. I. ISACHENKO, A. G., RAMA, K. G., and TSESEL'CHUK, YU. N. (1961) : Basic principles of landscape mapping, *Soviet Geogr.*, **2**(1) : 15–20.
WARD, R. DEC. (1906) : The classification of climates, *Bull. Amer. Geogr. Soc.*, **38** : 401–412, 465–477.
WATERS, R. S. (1958) : Morphological mapping, *Geography*, **43** : 10–17.
WEBSTER, R. (1963) : The use of basic physiographic units in air photo interpretation, *Intern. Arch. Photogram.*, **14** : 143–148.
——and BECKETT, P. H. T. (1970) : Terrain classification and evaluation using air photography: A review of recent work at Oxford, *Photogrammetria*, **26** : 51–75.
WHITTLESEY, D. (1954) : The regional concept and the regional method, In JAMES, P. E. and JONES, C. F., eds., *American Geography, Inventory and Prospect*, 19–68.
WITTAKER, R. H. (1962) : Classification of natural communities, *Bot. Rev.*, **28** : 1–239.
WILSON, L. (1968) : Land systems, In FAIRBRIDGE, R. W. ed., *The Encyclopedia of Geomorphology*, 641–644.
WOOLDRIDGE, S. W. (1932) : The cycle of erosion and the representation of relief, *Scot. Geogr. Mag.*, **48** : 30–36.
YOUNG, A. (1969) : Natural resource survey in Malawi: Some consideration of the regional method in environmental description, In THOMAS, M. F., and WHITTINGTON, G. W., eds., *Environment and Land Use in Africa*, 355–384.
——(1972) : 'Slopes', Geomorphology texts 3, Oliver & Boyd, Edinburgh, 288 p.
ZAKRZEWSKA, B. (1967) : Trends and methods in land form geography, *Ann. Assn. Amer. Geogr.*, **57** : 128–165.

(1973年12月17日受理)

地学雑誌 83, 2 (1974)

# 小笠原西之島火山の活動とその経過

小 坂 丈 予*

## On the Activity and Development of Volcano Nishinoshima, Bonin Islands

Joyo OSSAKA

**ABSTRACT**

A submarine volcano near Nishinoshima, Bonin Islands, began its activity in about April 1973. At first only the colored zone on the sea by the eruption was found. In May the smoke and the small eruptions were recognized. In June the reef sometimes appeared. In September there appeared a new volcanic island. It grew up to the island, which was about 600 m long from east to west, about 300 m from north to south and about 60 m high as of 21 December. During these times the pit moved on 700 m. According to the results of the investigations on 31 May, 5 July, 14 September, 9 October and 21 December and the informations collected the author reports the development of the volcano.

### I まえがき

小笠原諸島西之島付近の海面で海底火山が活動中であることを付近を航行中の漁船第2えびす丸が報じて来たのは1973年5月30日のことであった。その後の調査により噴火はこれより先の同年4月上旬から始つていたようであるが，活動はこれより間断なくつづき，9月には遂に新火山島を形成するに至つた。その後も噴火は少しもおとろえず，同年12月には旧来の西之島をしのぐ火山島に発達し，海上保安庁水路部により西之島新島と名づけられ，今日に至つている。

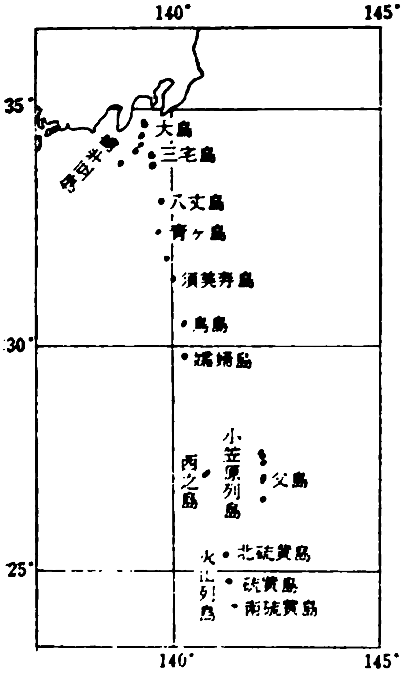
この間筆者らも海上保安庁水路部の御厚意により，同庁の観測機に同乗して5月31日，7月5日，9月14日，12月21日の各回にわたり現地をおとずれる機会をあたえられ，また10月9日，10日には漁船に乗つて海上からも同島に接近を試みた。

この活動については，その一部を既に速報したが[1]，今回はこれらの現地調査の結果と，この間を付近航行中の船舶や航空機よりの通報や写真，談話などでおぎなつてここに報告する。

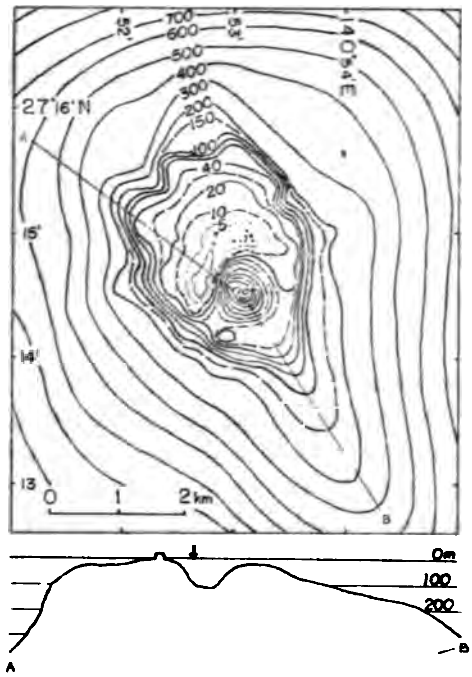
### II 西之島の概要

西之島は東京より南へ約930 km，父島より西130 km の北緯27°14.6′東径140°52.6′の位置にあり，これは富士マリアナ火山帯中の火山列島海嶺の北端にあたつている[2](第1図)。同火山帯はたびたび活動する大島，三宅島，青ケ島，鳥島などの諸火山島のほか，明神礁，北硫黄島西方，南硫黄島北東沖，ウラカス島西方海面などで，しばしば海底噴火のおこつているところであるが，西之島付近海面で海底噴火が報じられたのは歴史上はじめてのことである。島は長径約700 m，短径約300 m，高さ25 m の南南西—北北東に細長く延びた平坦な地形で，周囲は海食崖にかこまれて

* 東京工業大学地質鉱物学教室 Mineralogical and Geological Laboratory, Tokyo Institute of Technology




第1図　西之島の位置




第2図　西之島付近海底地形図

いる。かつて同島を調査した浅海[3]によれば，最上層は多孔質安山岩，中層は板状節理の発達した安山岩，下層は集塊質安山岩よりなり，また東西両岸の一部に砂利浜がある。また島の北東端につらなつて火口縁の一部と思われる十数個の岩礁が認められる。海図[4]によれば，付近の海深は約3000～4000mあるが，島の南東側に深度107mの擂鉢状の窪地があり，これをとりまいて西之島も含む環状の浅所が認められ，これを火口縁とした海底火山が想像される。この海図をもとにしてえがいた海底地形図が第2図である。

### III　活動経過と地形変動

海底火山の場合，その活動状況を連続的に観測することは不可能に近い。それ故筆者らの数少い現地観測結果と付近航行中の船舶，航空機よりの通報，各種報道機関の主として航空機による取材結果などを出来るだけ集めて第1表に示した。逐一の状況は同表にゆずり，以下には主要な変化のみしるす。

**活動の開始(1973年4月？)**：噴火は前述の通り，われわれが始めてこれを知るよりかなり以前から始まつていたようであるが，これが最初に確認されたのは同年4月12日南方へ赴任する気象庁職員が機上より撮影した写真に，西之島東方海面に海底噴火特有の変色海域が北東方に向つて拡がつているのが写つていたのによる。その後5月31日には筆者らも海上保安庁機でこれを確認したが，その時はまだ軽微な活動とみとめられた（第3図)。

**岩礁の出現(6月)**：その後海面の変色域もますます拡大し，活動は活発化してきたように見られたが，6月中旬頃よりは岩礁の出現を知らせる通報が多くなり，一方またこれを確認し得なかつた情報も同時期に交つており，この期間は噴出と海蝕が併せて行われ，岩礁出現，消滅がくりかえされながら，次第に火山島へと成長していつたものと考えられる。

**新島生成の確認(9月)**：7月下旬からはしばらくこの方面からの情報がとだえ，比較的活動が静

第１表　西之島付近海底火山活動の経過（Ｉ）

| 年月日 | 観察事項 | 通報者 |
|---|---|---|
| 1973年 | | |
| 4月12日 | 9時00分　機上より撮影の写真で変色域を確認 | 気象庁（町田秀夫） |
| 4月21日 | 島東側根岸にて変色域*(長径15～20m) | 第11豊徳丸 |
| 5月18日 | 朝，南東側根岸，第２えびす丸と同様の状態 | 伸漁丸 |
| 5月23日 | 14時30分えびす丸と同じ位置でかなり激しい変色水の流出を見る。 | 神通丸 |
| 5月27日 | 13時40分頃同島付近で水しぶき白煙２回見る。 | |
| 5月30日 | 11時西之島南東１浬，海面より白煙，１分休み３分噴上げる。最高80～100m 位 | 第２えびす丸 |
| | 19時30分　暗夜にて噴火確認出来ず。 | 海上保安庁機 |
| 5月31日 | 6時30分～7時30分変色域，白煙，渦巻き確認 | 朝日，毎日，読売機 |
| | 9時45分～10時35分西之島南端より東へ約600m 噴火中心は白濁黄変色水域の延長は東北に約3km | 海上保安庁機（桜井操 東原和雄，浜田信生，小坂） |
| 6月14日 | 13時45分　浅い海面より２分おきに白煙30m | 海上自衛隊機 |
| 6月22日 | 噴煙50m，変色域は西へ流れる，岩礁を認む。 | 伸漁丸 |
| 6月27日 | 噴煙，噴石，10～20m の黒い水柱，南西，南東へ変色水 | 第８真豊丸 |
| 6月28日 | 前日に較べ活動ややにぶり，噴煙の間隔のびる。 | （同上） |
| 7月1日 | 18時頃 同島西南端より87°，600m に高さ1m，1.5m の黒色の岩礁２個，変色水北東へ3km 扇状に分布 | 東海大学丸Ⅱ世（佐藤孫七） |
| 7月4日 | 6～7時　岩礁なし，黒色の噴流，黄変色帯3km | 朝日，読売，毎日機 |
| 7月5日 | 12時15分～13時45分　西之島南端より88°，550m に白色の泡立ち，噴出点浅くなる，変色域濃厚，東北東に約16km 続く，岩礁認められず。 | 海上保安庁機（桜井，東原，渡辺　貢，小坂） |
| 7月16日 | 12時30分～13時　数度の爆発，水柱50～60m 1～3本黒い噴煙 | 第11豊徳丸 |
| 7月17日 | 7時　十数個の岩礁を見る。白い噴煙2～3分おきに数mの水柱変色域，11時55分爆発のときは１分に2,3回連続，時たま黒煙 | 朝日機<br>妙徳丸 |
| 8月29日 | 14時　大爆発3～10分おき白煙高さ500m 噴石見る。 | ジャパンカウリ号 |
| 8月30日 | 6時，8時　岩礁蒸気泡立ち，茶褐色変色域認む。 | 朝日機 |
| 9月11日 | 11時15分　高さ150～300m の白煙，直径30～50m の新島発見 | 海上自衛隊機 |
| 9月12日 | 6時30分　島の直径50m，白煙300m，黒色抛出物，硫黄臭<br>14時　連続的煙火目撃 | 朝日機<br>第７長久丸 |
| 9月13日 | 6時20分　島の直径約130m，火口50～60m，30秒ごとに噴火，噴煙，噴石200m，褐色の変色域 | 読売機 |
| 9月14日 | 12時50分～14時00分　新火山島の位置は西之島南端から116°に600m，直径約150m，高さ約40m の円錐型噴石丘，中央に径70m の南向きの火口あり，噴石交りの黒色水柱は高さ200m，数秒ごとに噴上げ，白煙は1500m に達していた。変色域は最初茶褐色で淡緑色の変色水は北東へ約20km 広がつていた。 | 海上自衛隊機（大島章一，諏訪彰，田中康裕，小坂） |
| | 15時～17時30分　新しい島の噴火口よりかなり大きな爆発が連続的に続いている。 | 第16新幸丸 |
| 9月16日 | 12時37分　擂鉢形の島さらに発達，時々溶岩を噴上げている | 信栄丸 |
| 9月24日 | 6時15分　新島の高さ約50m，，主火孔は白煙，その西南西側に小さな第２火孔を生じ，その中に赤熱溶岩が見られた，あたり海面変色 | 朝日機 |
| 9月29日 | 10時　新島第１火孔からは（写真によれば）溶岩流出，現在はわずかな白煙，南西方約40m に第２新島，同火孔より赤熱溶岩噴上げ | 毎日機 |
| 10月9日 | 3時40分　船ではじめて接近，1～2分に１回爆発，夜間の噴火では遠方から赤熱噴石が見える昼間1～2分ごとに噴火，噴石，水柱，噴煙をともなう。新火山島は第２新島の東約100m に第３新島が発見され，噴火はそのすぐ西の海中よりおこつているようである。同日午後には第３新島はほとんど消滅，第１新島もかなり小さくなつた。噴火回数は減少し，時に水球を生じるようになつた。 | 第35勇魚丸（浜田，吉田稔，小坂ほか） |

第1表(II)

| 年月日 | 観察事項 | 通報者 |
|---|---|---|
| 1973年 | | |
| 10月10日 | 6時40分～8時30分　大型の爆発続く，5～10分おき第1新島の250～300m 西 | 第35勇漁丸 |
| | 11時30分　第1から第3新島までの間が地続きになり，その西端の海中より噴火中，その上に第1新島の噴石丘の一部が存続していた。 | 朝日機 |
| 10月12日 | 16時15分　第3新島の噴火活発となり，再び水面上に現われる。第2新島と第1新島に残つた溶岩流の一部が一つづきになつて長さ約500m の島になる。1～2分おきに噴石，噴煙が300mまで上がる。 | 毎日機 |
| 10月13日 | 6時50分　噴石丘は益々発達，幅120～130m | 読売機 |
| 10月16日 | 12時15分　茶褐色噴煙，火山礫は高さ150mとび海面に落下，島の高さ50m 直径200m，火孔内わずか赤色，黄緑色の変色域あり。 | 東京新聞機 |
| 10月30日 | 夕刻　新噴石丘北麓から溶岩流(写真判定)，噴火孔から赤い火 | 朝日機 |
| 11月20日 | 第3新島は南西方向に噴出物による増陸があつたが，比較的静穏になり，これに代り同島西北西の旧第1新島火孔付近に再び活発な噴火活動，小さな噴石丘を生じ両新島は細長い砂洲でつながる(写真判定)。 | 気象庁海務課（梶川　渉） |
| 12月11日 | 14時～18時　間断なく噴煙，噴石高さ約100m 時々爆発音，夜は赤い噴石，新島は東西約600m，高さ西側噴丘34m，東39m 両者の間300m 噴火は主に東側火孔より，旧島との間は約100m | 東海大学丸II世 |
| 12月12日 | 12時　東側噴石丘が発達し西側と同じ位の幅になり両者は噴出物で幅広くつながる。活動はおだやか(写真判定)。 | 気象庁海務課（中島邦雄） |
| 12月20日 | 7時　西側噴火孔は沈黙，東側噴火孔は径20m，2～3分おきに赤熱火山弾と灰褐色の噴煙を20～30m 噴上げ，溶岩流が何本も流出 | 読売機 |
| 12月21日 | 海上保安庁は新火山島を西之島新島と命名，公表した。<br>11時30分～13時50分　新島は東西約750m，南北最大約400m 南に湾曲したまゆ形，中央部の幅250m 西側噴石丘の北斜面山腹より北方へ溶岩流扇状に流出，南側は海蝕をうけている。東側噴石丘は東西に長い火孔，その両端より溶岩の流出跡，現在は東南側のみ流出，旧島の南岸さらに拡がり新島との境約50m，西側火孔は休止中，東側は2～10分毎に噴出，噴石は約200m 飛び海中に落下するものもある。変色域は北方と南西に約2km | 海上保安庁水路部<br>海上保安庁機（大島，久保寺章，小坂） |
| 1974年 | | |
| 1月3日 | 13時　現在噴石活動は休止中，新島の端でわずかの白煙，赤熱溶岩をみる。旧島の南端さらに増陸，新島に接近 | 朝日機 |
| 1月11日 | 11時30分～12時30分　東側火口のみ活動中，2～5分おき赤熱溶岩噴上げ，高さ30～50m，半径40～50m，火孔内に小噴石丘形成，東噴石丘南側斜面崩落，東側海岸若干海蝕をうける。西側ほとんど変化なし。 | 文部省チャーター機及び読売機(久保寺，田中，小坂) |
| 1月12日 | 10時25分～11時　噴火前日より盛，1～2分おきに噴石，東側火口西端より溶岩南西に流下中 | 読売機 |
| 1月13日 | 10時　噴火時褐色噴煙大きくなる。 | 文部省チャーター機 |

* イオウ流出との報告が多いが，これまでの研究で変色の多くはイオウでないと考えられるのでこの様に書き改めて記載した。

穏であつたと考えられるが，8月末頃より再び活発化がつたえられ，9月11日には初めて噴石丘よりなる島となつて報告されるに至つた。9月14日には筆者らもこれを確認し，位置，大きさなども測定したが，この際その噴火位置が最初測定の5月31日より南南西に約330m 移動していることに気付いた(第4図，第5図)。その後も噴火は活発に続き新島の形も種々変遷しながら成長して行つた。

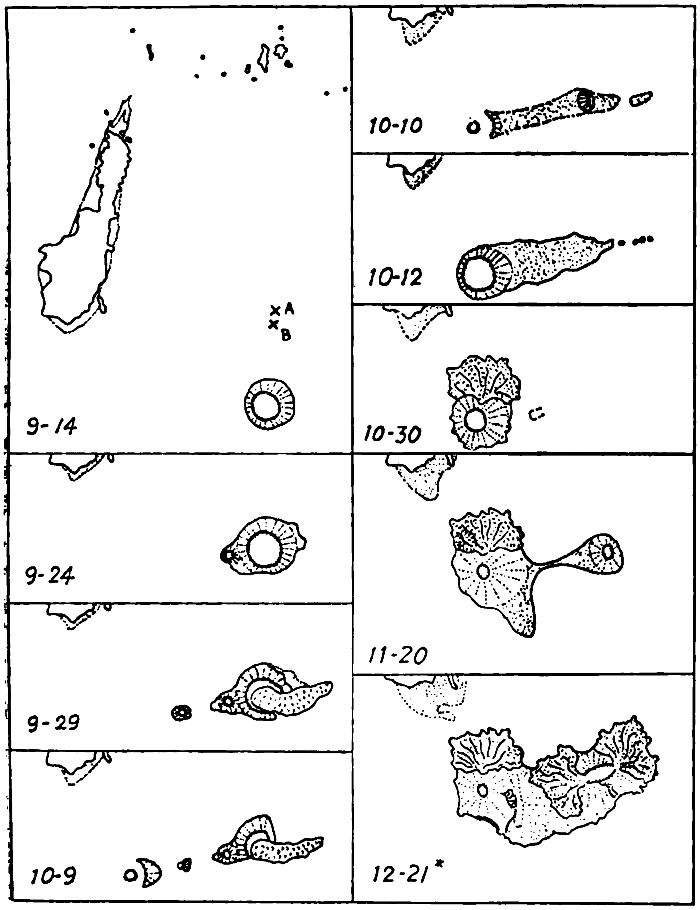
**新島の変遷**（9月～11月）：新島はその後の活動と火口位置の変遷，海蝕作用によつて刻々その形を変え，9月末には先ず第1の新島の西麓に小さ



第３図　1973年５月31日，変色海域（左は西之島）海上保安庁機より筆者撮影



第４図　出現した新島（先方）と変色海域，（手前は西之島）９月14日，海上保安庁機より撮影




第５図　西之島新島地形変遷
A：1973年５月31日　B：７月５日の噴火地点
* 同日は海上保安庁水路部測量の詳細な地形図が出来ている。（本誌口絵図参照）

な側火口を生じ，その後主火口からは熔岩が流出し，その西方約200 m には第２の新島が生成した。10月初めには海上より接近した筆者らによりさらにその100 m 西方に第３新島が生じ，噴火はその西側海中で行われていることが確認された（第６図）。しかしこの第３新島はその日の午後には消滅し，また第１新島の噴石丘も海蝕により著しく小さくなつたことが同日われわれが船上より飛ばした無線操縦飛行機の撮つた写真（第７図）から判定された。噴火はその後しばらくはこの第３新島の位置で続き，そのためこの位置に大きな噴石丘が発達し，またその噴出物で第１新島からこの島までは一つづきになつてしまつた。10月末にはさらにこの噴石丘の北麓から放射状に熔岩を流出した跡が発見された。なおこの噴石丘は第１新島のあつた場所から西南西に約 430 m の位置にあり，５月31日の最初の噴火点から考えると約760 m も噴火



第6図　10月9日の海中噴火，左は第1新島，中央は第3新島，第35勇漁丸船上より撮影



第7図　10月9日5時頃の第 新島の変形と当時の噴火位置(第3新島は消滅 。第35勇漁丸より発進した無線操従機で撮影



第8図　成長した西之島新島（左手前、右後方は西之島）12月21日海上保安庁機より撮影

点が移動したことになる。

**現在の新島形成と命名**：10月末にはこの西側の火口から北方に熔岩が流出し，また海蝕をうけ，11月中旬には噴火位置がまたもとの第1新島の位置に逆もどりして噴石丘を発達させ，火口の東西両端から熔岩を流出せしめ，石丘と完全な陸続きとし，12月上旬にの形に落ちついた。

そこで海上保安庁は12月21日の現地火山島はやや安定した状態になったと8図)，この島に西之島新島と命名。その後1974年1月11～14日の調査では島東南岸が一部崩落した以外には大きいことが確認された。

## IV　活動に伴う諸現象

今回の噴火活動においても，その初海中噴火特有の現象が，また新島発達火山同様の活動が見られるようになつの2，3について述べる。

**変色海域**：海底噴火にともなう現象て，海底の噴火口により放出される物水が汚染され，その懸濁物により様々ることはこれまでにも報告されていも噴火初期段階では活動現象はこれのられないことが多く，その頃の活動状がかりとした。すなわち明神礁1970年筆者らは変色海域の海面上における形色，浮遊物，懸濁物の種類などが，海の規模，形態，継続期間，噴火位置，を推定し得ることを述べ，その程度にまでの各段階にわけて記載したが[7]，における観察ではその第3段階を下るつた。

すなわち5月31日の観察では最も小度“3”(第3図)，7月5日は“4”，“5”(第4図)，と次第に大きくなつた形成され噴火が島中央に移行するにつ弱まり，10月9日“4”，12月21日“と言ったように変化している。

**噴煙，水柱，噴石**：海面下の噴火点く時には岩礁が露出するような場合に活動がおこれば水蒸気による白煙が上水蒸気に火山灰が含まれると褐色あるの噴煙になる。

活動が活発になると海面が盛上り，



第9図　9月14日第1新島の噴火状況，海上保安庁機より撮影



第10図　10月9日夕刻の海中噴火開始時に現れた海水の盛上り，第35勇漁丸より

が発達して水柱となる。水柱は火山灰その他の噴出岩片を含むので，暗黒色を呈している場合が多い(第6図)。

噴石は海中からの場合，多くは水柱とともに抛出されるが，しばしば第9図のように水蒸気の尾を引きながら飛翔するのが目撃される。水中からの噴石でも夜間は赤熱状態で見えることもあるのが10月9日未明の噴火で確認された。

海面下における噴火点の深さによっては，水柱が発射される直前に海面に半球形の海水の盛上りを生じ，その頂点が裂けて水柱を発射する状況がまれには観察出来た(第10図)。

新島が形成され陸上になつてしまつた火口からの噴火は他の陸上火山と異ならないが，本火山の場合は噴出岩片はかなり流動的に見え，昼間でも赤熱した熔岩片が液滴状に飛散り，また噴石丘の斜面を急速に流れ下つて白煙を上げて海中に流入するのが見られた。

**爆発音・ガス臭**：海底噴火の際，爆発による音は海水中に吸収されるためか，空気中には比較的低い音しか伝つてこないようである。今回も海上よりの調査の際，船の機関をとめて注意して録音を行つたが，ゴーゴーと言う低い音が聞こえただけであつた。

これに引きかえ新島山頂の火口において爆発する場合はバリバリと激しい音が航空機の上まで聞えてくることもあつた。

噴火に伴なうガス臭は多くの場合硫化水素臭であるが10月9日の船上ではこれにわずかな二酸化硫黄臭が伴なつたと感じる人もいた*。しかるに最近の調査では，例えば1月12日には筆者も機上で明らかに二酸化硫黄の刺激臭を感じた。これは一つには海中での噴火と陸上に上つてからの噴火において，ガス成分が異なるためではないかと考えられる。

## V　噴　出　物

今回の噴火で認められた噴出物は最初は黄変色水のみであつた。その後岩礁が海面に現れ，また時には岩片が抛出されるのを目撃した報告はあつたが，9月14日第1新島出現までは噴出岩片はすべて海中に没し去り，軽石となつて海面に浮流するものはなかつた様である。第1新島生成以後も噴出物は島の上には積るが，筆者らが海上から調査を行つた時も，また他の船舶も新島に接近することは困難で，従つてこれまで同島から新たに噴出した岩片を採取することは出来なかつた。ただわずかに10月9日の海上よりの調査で，わずかに船上に降下した火山灰のみを採取することが出来，これが今回の噴火における唯一の固形物試料となつている。これについて化学分析を行つたが，試料はほとんど火山ガラスよりなり，且つ極めて少量であつたので分析結果は必ずしも十分とは言えないがこれを第2表に示す。比較のため浅海重夫教授により供与された西之島(旧島)の上中下各熔岩流の化学分析結果も第3表に示した。これらによると今回の噴出物は，旧島のものにくら

* 同行の東京工大，吉田稔氏による

第2表　噴出火山灰化学成分(1973.10.9)

| 化学成分 | 重量百分率(%) |
|---|---|
| $SiO_2$ | 56.6 |
| $Al_2O_3$ | 16.9 |
| $\Sigma Fe_2O_3$ | 10.8 |
| MgO | 2.3 |
| CaO | 4.7 |
| $Na_2O$ | 4.1 |
| $K_2O$ | 1.0 |
| Ig. Loss. | 0.3 |
| $TiO_2$ | 1.3 |

第3表　西之島岩石化学成分

| | 西之島 | | |
|---|---|---|---|
| | 上層 | 中層 | 下層 |
| | % | % | % |
| $SiO_2$ | 59.91 | 60.07 | 60.13 |
| $Al_2O_3$ | 16.64 | 16.51 | 15.98 |
| $Fe_2O_3$ | 2.01 | 3.03 | 1.97 |
| FeO | 6.12 | 5.26 | 6.29 |
| MgO | 2.28 | 2.33 | 2.35 |
| CaO | 5.58 | 5.50 | 5.50 |
| $Na_2O$ | 4.13 | 3.91 | 4.14 |
| $K_2O$ | 1.03 | 0.98 | 1.12 |
| $H_2O^+$ | 0.59 | 0.44 | 1.04 |
| $H_2O^-$ | 0.21 | 0.23 | none |
| $TiO_2$ | 0.97 | 1.01 | 1.03 |
| $P_2O_5$ | 0.39 | 0.26 | 0.37 |
| MnO | 0.21 | 0.12 | 0.28 |
| Total | 100.07 | 99.65 | 100.20 |

べて若干 $SiO_2$ が少く $Fe_2O_3$ が多く，またその割合では $Na_2O$, $K_2O$ が減少していないことなどが挙げられるが，その詳細な検討は新しく新噴出の岩石試料が入手し得た時にゆずりたい。

## VI　あとがき

新島の存続：海底噴火により新しく火山島が生成しても，多くの場合はこれが長期間にわたつて存続することはない[6]。これは(1)火山島の主要部分が噴石丘で出来ており，これが波浪により崩壊しやすいこと，また構成物が軽石ならなおのことである。(2)例えその上に熔岩流がかぶつても下から洗われてこわされてしまう。(3)また火山によつては著しく破壊力を有する爆発をともない，これによつてせつかく出来た新島を吹き飛ばしてしまう。(4)さらに噴火には地盤の隆起を伴うことが多いが，その様な噴火が終了するか衰えると再び沈降を起して島ごと海中に没する，などの理由で新火山島は噴火活動衰退後急速に海面から没する場合が多いとされている。しかるに今回の噴火では，(1)噴出物はすべて海中に没し，軽石は全く見られなかつた。(2)流出した熔岩が海図上かなり浅い海域にまで分布しており，浸蝕につよい熔岩流が直接海底に接していると考えられる部分もある。(3)これまでの噴火形態から考えて著しく破壊力を有する噴火が今後急におこることは考えにくい。などの理由から今回出来た新島は当分の間存続するのではないかと考える。

謝辞：今回の活動に対し度々航空機を飛ばして観測にあたられ，我々の調査にも絶大な御援助をおあたえ下さった海上保安庁及び同庁水路部，第3管区海上保安本部羽田航空基地の各位，また度重なる噴火にその都度情報をおよせ下さった静岡県焼津漁業無線局，及び各漁船の乗組員の方々，NHK，読売，毎日，朝日，産経を始めとする報道機関の各位，また第35勇漁丸船長佐々木弘夫氏，産研株式会社鳥居重次氏，無線操従技術の伊藤英雄氏，当研究室の大平洋子，湊一郎の各氏をはじめこの調査研究に色々な形で御協力いただいたたくさんの方々に厚くお礼申し上げたい。

## 参考文献

1) 小坂丈子(1973)：西之島付近海底噴火について．火山，2集，18，97-98.
2) 佐藤孫七，佐藤　久(1972)：海底火山と航船．伊豆半島，341-365.
3) 浅海重夫(1971)：小笠原諸島の自然景観．離島研究，1-23.
4) 水路部(1926)：日本南方諸島諸分図第1海図．第49号.
5) NIINO, H. (1953) : Observations on the Eruption of Myojin-sho. *Jour. Tokyo Univ. Fisheries*, **40**, No. 2, 9-5.
6) MORIMOTO, R. and OSSAKA, J. (1955) : The 1952-1953 Submarin Eruption of

the Myojin Reef near the Bayonnaise Rock, Japan (I). *Bull. Earthquake Res. Inst.* **33**, 221-250.

7) 森本良平・小坂丈予(1970)：明神礁最近の活動について．地学雑誌, **79**, 301-320.

8) 脇水鉄五郎(1920)：大正3年噴出新硫黄島消失の経路．東洋学芸雑誌，**37**，257-268.

(1974年2月1日受理)

## 書評と紹介

**Gordon A Macdonald: Volcanoes.** Prentice Hall, 1972, 510 p., 137 plates, 119 figures, 12 tables.

火山学の教科書は非常に少ない。ことに英文のものでは最近にはほとんどなかつたといえるのではなかろうか。戦前のいくつかの古典的な教科書をのぞけば，きわめてエッセー的でヨーロッパ的色彩の強い A. Rittmar, Volcanoes and their activity, 1962, 物語風の F. M. Bullard, Volcanoes in history, in theory, in eruption, 1962, ハワイ火山の写真の多い解説 G. A. Macdonald and A. T. Abbott, Volcanoes in the sea, 1970, 広範な写真集 J. Green and N. M. Short, Volcanic landforms and surface features, 1971 などが主なものであろう。それらに比べて本書は，「火山学」ではなく「火山」という題名にもあらわれているように理論的というより多分に記載的ではあるけれども最近の火山学の流れに従つて火山岩の相当部分をカバーした唯一の教科書ではなかろうか。そのような意味で本書の紹介を，時に感想をはさみながら試みる。

ハワイ大学教授で，ハワイ火山観測所（米国地質調査所）の所長，国際火山学地球内部化学会(IAVCEI)の会長を勤めた著者が，その研究と豊富な経験とをまとめたのが本書である。

全体は16章からなり，著者の火山調査のなまなましい挿話（ある二つの噴火：1章）や火山学研究史（3章）から，火山噴出物の物理的化学的性質(火山岩とマグマ：4章)，噴出物の形態（溶岩流：5章，火山円頂丘：6章，爆発の産物：7章，Fragmenta flow：8章，Vent 周辺の小地形：9章)，噴火の種類（10章)，大きくみた火山の構造（大型火山体：11章，火口・カルデラ・地溝：12章)，噴気孔・温泉・間欠泉・地熱（13章)，火山の分布と地質学的問題(14章)，そして火山の内部構造とその機構(15章)までを総合的に記述している。さらに火山と人間(16章)では防災的にみた火山像を示している。付録は2章あり，世界の活火山の名称，位置，活動様式の一覧表と，火成岩の分類を載せ，巻末に引用文献400余編を載せてある。

著者がまえがきに書いているように，火山の成因というよりは火山の記載に重点がおかれている。また著者の経験からハワイのマウナ・ロアやキラウエア火山の例が多いが。全世界の火山を例示し，全地球的な火山像を得ようとした努力は十分に伝わつてくる。全体を通してのおだやかな書きぶりは著者の人柄をしのばせる。

**ある二つの噴火**（1章 pp.1～20)で，著者はまず自分の火山研究中に遭遇したフィリピンの Hibokhibok に火山とハワイの Kilauea 火山の噴火を興味深く物語つている。それらの話は著者の体験だけに細部まで気をくばり，マグマの粘性の異なる二つの火山活動の共通性，特異性を明らかにしている。

**いくつかの定義**（2章 pp.21～25）では，次章以降の火山活動・火山噴出物の記述に際して最も基本となる火山用語について略記し，以下への準備としている。

**火山学の発展**（3章 pp.26～41）では地質学の進歩を火山中心に，タレス(BC 6世紀)の時代から主な人物とその業績を略記している。火山学においての画期的な人物・出来事は，Jagger と Kilauea 火山の Hawaiian Volcano Observatory の設立である。H.V.O. はその後の火山学に大きく貢献している。今後の火山学は，物理化学・地球化学・地球物理学等の基礎的なデータの集積が不可欠であるが，今やそれらの解明の段階にきていると著者は強調している。

**火山岩とマグマ**（4章 pp. 42～65) 火山岩はマグマから揮発性成分を除いた部分の固結したものである。火山岩と火山ガスの成分によつて火山活動の様式も異なり，活動様式が理解されれば将来の活動の予報も可能となる。火山ガス中最も多いものは水であるが，その量も個々の火山やマグマの成分によつて大きく変化し，Mt. Pelée 1929年噴出物では2.5%にも達する。火山ガス採集時の大気の混入の問題や，採集したガスが実験室条件で変化するための困難を具体的に記し，先人の苦

労話がおり込まれている。溶岩の温度についても，熱電対，optical pyrometer，そして融点の異なる物質を使った方法の結果を比較し，火口より溶岩流の方が高温のことがあることなど記している。溶岩の粘性についても種々の測定例をあげ，温度，化学成分・斑晶の量などで変化することを示している。

**溶岩流**（5章 pp.66～107）では溶岩の外観，内部構造，溶岩地形が溶岩の粘性・流出量・地形・地表水の有無によつてきまるとして，実際の溶岩の写真・観察事実を数多く例示し，説明している。外観から，pahoehoe, aa, block lava に分け，その特徴を述べている。各々の溶岩地形，内部構造の成因を，粘性の差に起因する各溶岩の流れ方の相違から生じるとして説明している。特に pahoehoe, aa はハワイでの写真が数多く例示され，著者自身の観察例の記述も多い。水中および氷河の下を流れる場合に形成されるハイアロクラスタイトについては，アイスランドの実例が述べられ，火山灰との識別法が書かれている。枕状溶岩については，その特徴，生成条件，および最近の水中での観察例が記され，塊状の pahoehoe toe との識別法，古地形を知る上での重要性が述べられている。溶岩中の節理，気泡は各溶岩共通の構造として，実例が示されている。

**火山円頂丘**（6章 pp.108～121）では，火山にできるドーム状の山体の種類，形態，形成過程について多数の例を示して記述している。円頂丘は，火孔の上に粘性の大きい溶岩によつて形成されたドーム状の高まりで，火道の中で固結して押し上げられたものを plug dome と呼ぶ。一般には粘性の大きい溶岩が，火孔から押し出されて風船状にふくらんでできる。円頂丘の平面形は，円または楕円で，その周囲に crumble breccia を堆積している。円頂丘の上には，半固結した円頂丘からしぼり出されるようにしてできた spine が見られることがある。円頂丘は爆発をおこすこともあり，頂上部に火口を生じる。円頂丘の内部には，節理が火孔から放射状にできているが，それに対して流理構造は下部周辺では水平に近く，そこから離れると急峻になつてくることが観察されている。その他 exogeneous dome について報告と，その成因を紹介している。

**爆発の産物**（7章 pp. 122～141） 爆発とはマグマの中のガスの急激な放出である。マグマ水に由来する爆発を magmatic explosion, 外来水に由来する爆発を hydroexplosion（または phreato-explosion）と呼び，両者が混合しているときには hydromagmatic explosion（または phreatomagmatic explosion）と呼ぶ。爆発の様式が異なれば異なる噴出物を産する。従つて逆に噴出物から爆発の様式を推定できる。噴出物の分類には色々あるが，ここでは magmatic ejecta（爆発をおこしたマグマから直接固結した岩片），nonmagmatic ejecta（すでに固結していた岩石の岩片）の分類，そして本質岩片，類質・異質岩片の分類（JOHNSTON-LAVIS, 1885），また岩片の大きさによる分類（FISHER, 1961）を手ぎわよくまとめている。特に bomb, lapilli については形状が噴出様式に深くかかわつていることを実際にてらして詳しく記述し，火山灰についても有史の大噴火の例をあげ，噴出量や分布を詳論している。

**Fragmental flow**（8章 pp.142～182）では，火山活動によつて流出または流動する，種々の破片状物質について述べられている。火山活動に併なうこのようなものには，熱雲，ash-flow, froth-flow, 泥流，水中での爆発による debris-flow 等がある。熱雲は，Mt. Pelée で観察されて初めてその存在が知られるようになつたが，この過程が詳しく物語られている。著者は ,ragmental flow をその発生原因によつて次のように分類している。1 爆発，この中は i) 垂直噴出（Soufriére 型）と ii) 斜方噴出（Mt. Pelée 型）に細分される，2 円頂丘崩壊（Merapi 型）および 3 高温火山灰崩落（Vesuvio 型），ash-flow が高温のうちに圧縮されて固結し，welded tuff と呼ばれる緻密な岩石になると外見上溶岩と区別がつかなくなる。これが ash-flow によつてできたものだということが判明する迄の過程が，アラスカの Katmai 火山やニュージーランドの rhyolitic plateau での研究を紹介しつつ述べられ，ここで著者は welding するしないにかかわらず ash-flow による堆積物を ignimbrite と呼ぶことを提案している。マグマの粘性が大きすぎるため，気泡をもつたまま流

出し流出後部分的に更に発泡して軽石ができている froth-flow または tuff-lava は，世界各地で報告されている。この中の fiamme は ash-flow と異なり，流動方向に引きのばされている。泥流は非常に破壊的な火山現象で，火山灰や角礫が水に飽和して流動するもので，この発生原因も種々考察している。また泥流の発生を防ぐことのできた例としてインドネシアの Kelut 火山での防災対策を紹介している。泥流の堆積物は泥流丘（流れ山）と呼ばれる小さな地形的高まりをつくることがあり，その形成機構についてもふれている。

**火孔周囲の小地形**（9章 pp. 183～197）では，一回の噴火で火孔周囲に形成される地形を扱かっている。構成物質の違いからテフラ丘，溶岩丘と大別し，テフラ丘では噴石丘，スパター丘，火山灰丘等に分類して各々の形態，規模，観察事実に基づく形成速度が記されている。噴出の爆発強度，構成物質の変化，外的環境（風向，空中か水中か），噴出口の形が cone の形態にどう反映されてくるか説明している。類似した構造の littoral cone の形成過程および真の火孔周囲に形成される cone との相違点，識別法も述べられている。溶岩丘の項目では，斜面の傾斜角の違いから三つに大別して各々実例があげられている。溶岩流の表面に形成される類似した構造の cone のハワイやイタリアにおける実例も述べられている。

**噴火の種類**(10章 pp.198～254) 火山活動には多くの形式があり，種々の異なつた観点からの分類が可能である。著者は火山の活動形式は主にマグマの物理的性質，ガス散逸の程度，火山体内部のマグマ柱の高さ，vent の形態および位置に規定されるものであるという観点からの分類を試みている。まず vent の形態，位置による分類を検討し，いくつかの用語を整理している。更に噴出マグマの活動性，噴出物の種類，活動規模を基準にして，活動形式の系統的分類を行つている。命名法に関しては従来から良く用いられてきた，LACROIX (1908)，SAPPER (1927) 等の方法（例えば，Vulcanian eruption, Strombolian eruption など）に依つており basaltic flood eruption, rhyolitic flood eruption を新たに付け加えているにすぎない。しかし，世界各地の火山活動を例にとつて，各々の用語を著者の思想に従つて厳密に再定義しており，現在の用語の混乱を解決するうえで有力な手がかりとなろう。

**大型火山体** (11章 pp.255～287) では溶岩台地，楯状火山，成層火山等の火山体とその形成過程について述べている。なお，著者は日本での慣例と異なり成層火山のことを composite cone と呼び，複合火山のことを multiple cone と呼んでいる。溶岩台地は basaltic flood eruption によつてできると考えられるが，これをつくる溶岩の一枚一枚は広大な広がりをもち，時には火孔から 160 km 以上も流出していることもある。このような溶岩が数千枚集まつて，巨大な台地ができるが，その形成には数百万年を要しており，溶岩流出の割合はハワイの火山に比べてそれ程大きくはない。このような溶岩を流出した火孔は非常に多かつただろうが，明らかに割れ目から流出したことを示す証拠も挙げられている。ash-flow でできたと考えられる巨大なレンズ状の山体が Jemez Mts. 等で見つかつている。この山体を ash-flow volcano と呼び，地下のマグマ溜りから割れ目を通して多量の火山灰を噴出したため，山頂部にはカルデラを形成している。海洋島の火山は，ハワイやアイスランドのように楯状火山が主であるが，ハワイの楯状火山はアイスランドのものより遙かに巨大である。陸上に見られる大型火山体はほとんど成層火山で頂上部は急峻であるが下部では緩傾斜の美しい形をしているものも多い。

**火口，カルデラ，地溝**(12章 pp.288～322)で，火山性凹地を小さい方から火口，カルデラ，地溝，さらに大きくなれば volcano-tectonic depression（火山構造性凹地）と分類し，それぞれをさらに詳しく細分して世界の火山の例をあげている。火口を爆発火口（マールを含む）と陥没火口に分け，カルデラは MCBIRNEY (1969) によつて酸性マグマの爆発的噴火に併なうカルデラを Krakatoa 型，Katmai 型，Valles 型の三つに，玄武岩マグマの噴出に併なうものを Masaya 型，Hawaii 型，Galapagos 型の三つに分類し，その成因を地質学的，地球物理学的資料から推定している。特にハワイの火口，カルデラの記述は，それらの形態，生成と山腹での火山活動が密接に関

連づけられていることを明瞭に示している。それに比べ Krakatoa 型，Katmai 型，Valles 型の三つのカルデラは直接その形成が目撃された例は少なく，その成因は確定していない。しかし Valles 型カルデラは日本に少なく，その活動の記述は興味深い。重力データからのカルデラ成因説にふれていないのにはものたりない感じである。

**噴気孔・温泉・間欠泉・地熱**（13章 pp.323～343）では，表題の四項目の定義，化学成分，およびその起源，沈積物，周囲の変質等が紹介されている。災害例として噴気孔の $CO_2$ による被害，噴気堆積硫黄採掘場での事故があげられている。噴気孔，温泉の水の起源に関してはマグマ水，地下水，および両者の混合が考えられるとしている。最近の同位体研究によつて大部分地下水起源であることが結論づけられているが，その紹介がないのは片手落ちであろう。化学成分を火山性揮発物起源としていることにも，疑問が残る。間欠沸とう泉に関しては，噴出様式の典型を記し，噴出機構の説明を BUNSEN 説から WHITE, RINEHART にわたつて述べている。地熱の項目では，イタリア，ニュージーランドの例が示され，一般的な有用地熱貯溜層の条件が簡単にふれられている。将来，マグマの熱エネルギーが利用可能となろうと述べているが，著者の夢想する方法にまでふれているとさらに興味深くなつていたであろう。

**火山の分布と地質学的問題**（14章 pp.344～369）では，火山の全地球的分布について，造山帯と安定大陸と海洋とを対比し，その特徴を述べ，最後にプレートテクトニクスにもふれている。現在地球上では限られた地域にしかおこらないが，過去の地質時代においても同様であつたと考えられる。現在は全活火山の四分の三は環太平洋造山体にあり，残りが地中海，その他の地域にある。活動が観察された海洋の火山は数少ないが，多くの海山やギョーの存在から考えて，実際には遙かに多数の火山が活動したと考えるべきだという。酸性マグマの活動は海洋では極めて稀であり，陸上では非常に一般的である。安定大陽地域の火山活動は，海洋地域よりもいくらか爆発的であるが，噴出物は類似していてソレイアイト岩質のものと，アルカリ岩質のものとが併なつている。更に著者は，世界中の造山帯で調べられ，組立てられた造山作用の歴史を総括した後，現在見られるような弧状列島に併う海溝が地向斜になるとは考えにくいと述べている。この章の終りで，プレートテクトニクスにふれ，Hot spot を除くと火山の分布がこれによつてよく説明できることを示している。

**火山の内部構造とその機構**（15章 pp.370～408）火山の内部構造といえば，溶岩と火山砕屑物の層状構造を連想するが，実際はさらに複雑である。解析された古い火山体に見られる様々な火山構造を，岩脈（dike），sill, lacolith などの火道からの貫入岩体と，中心火道であつた volcanic plug（火山栓），volcanic neck（火山頸）に分類し，それらの配列には火山によつて特徴があることが具体的に記されている。しかしそれらの構造がなぜ特徴的に配列しているかについて広域的な考察はしていない。cone sheet や ring dike のような ring complex や cauldron subsidence は地下のマグマ溜りを圧力源とした火山構造であることを，スコットランドの ring complex やノルウェイの cauldron subsidence の例を示して紹介している。地下のマグマ溜りは，深く解析された古い火山体で多層の sill になつているのが見られることや，ハワイの火山などで研究されているように溶岩流出に伴なう地殻変動から比較的浅所にあることが推定されている。さらに深い所でのマグマの発生・分化については，ごく概念的にしか記述されていないが，これは著者がまえがきに述べているように意図して略したのであろう。

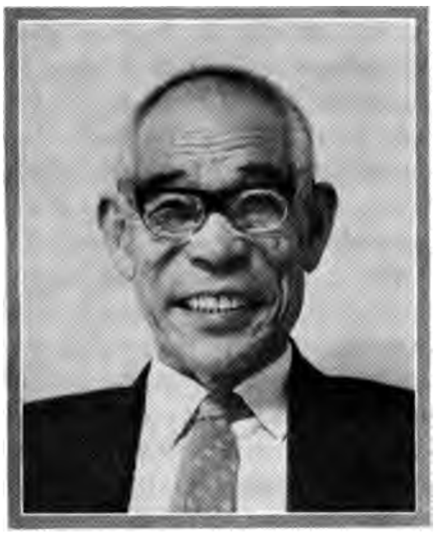
**火山と人間**（16章 pp.409～428）では，火山の恩恵・災害・噴火予知・防災などの問題がまとめてある。火山の恵みの最大のものは大地（大陸）を作ることで，水や空気も過去の火山活動の産物であるから生命そのものも火山に負つているという。火山灰土の肥沃性，火山景観のレクリエーションへの価値も強弱されている。火山の災害については，溶岩流，ashfall，泥流，火砕流，火山ガスなどについて多数の例をあげている。噴火予知問題では現在までの予知が特に時間について general

であり，specific でないことが，噴火史，噴気活動，地殻変動，地震などにもとづく例について述べられ，多数の方法の併用が必要としている。防災対策についても溶岩流，ash-fall，火山ガスについて例をあげている。中でも溶岩流については著者の体験をおりまぜて，爆弾投下，人工堤防による方法を詳しくのべている。最後に，火山学徒は今や，マグマの発生，変化などの純研究的なことより，人間生活にもっと直接関係のある予知・制御・エネルギー利用などの問題により多くの注意を向けるべき時であるとし，既知の活火山の他，北米カスケード火山のように人間の観察史が短かいために活火山として充分注意のはらわれていない火山の監視の必要性をうったえている。

本書にはミスプリントは非常に少なく，91ページ29行目 Table 4—6→Table 4—4，ページ157 1行目 weekly→weakly，そして175ページ13行目 weather→whether の三つである。

（福山博之，藤井敏嗣，藤巻宏和，服部恵子，中村一明）

## 協会記事



故木下亀城君の略歴

明治29年福井県大野市に生れる。大正9年東京帝国大学理学部地質学科卒業。直ちに鉱務技手として仙台鉱務署，次で福岡鉱務署勤務，この間，東北帝国大学授業嘱託，九州帝国大学講師等を兼務。同14年商工技師，昭和8年九州帝国大学教授，同22年北九州大学教授併任，同35年九州大学名誉教授，同37年日本大学文理学部教授。この間，昭和4年万国地質学会議参加及びアルミニューム鉱床観察のためアフリカ及びヨーロッパ，同9年シャム国・マライ半島・マレー諸国，同13年中華民国・満州国，同15，16，17年に満州国にそれぞれ出張。昭和22～38年本会評議員。その他多年に亘の地学関係諸学会の評議員，政府関係等の諸委員会の委員。昭和44年11月勲二等瑞宝章授与される。昭和49年1月14日逝去。享年77歳。

**編集委員会**（昭和49年2月19日）

出席者：矢沢委員長，安斉・川上・佐藤　正・佐藤　久・諏訪・中村・前島・前田各委員

議　事：地学雑誌第83巻2号の編集計画

**編集委員会**（昭和49年3月22日）

出席者：矢沢委員長，井上・川上・佐藤　正・佐藤　久・諏訪・中村・前島各委員

議　事：地学雑誌第83巻3号以降の編集計画

**理　事　会**（昭和49年3月26日）

出席者：坪井会長，坂本・保柳副会長，川上・斉藤・西川・矢嶋理事　木内・山内監事

議　事：

1. 正会員長井政太郎の退会を受理した．
2. 昭和48年度収支決算の予想および昭和49年度事業計画と予算案との準備
3. 次回学術講演会の準備
4. スウエーデンの地理学者 H.W：Ahlmann 教授の逝去（本年3月10日）に対し，弔文をささげる。

**日本地学史資料研究委員会**（49年3月30日）

出席者：小林委員長，岡山・木村・諏訪・今井　石山委員

議　事：

1. 今後の問題について審議した。

## 受入図書

**国　内**

海と空，第48巻，第3号，海洋気象学会，1972
応用地質，第14巻，第1・2号，1973
温泉工学会誌，Vol. 8, No. 3, 1972
海象と気象，Vol. 19, 長崎海洋気象台，1972
観測月報，Vol. 10, No. 11, 日本天文研究会，1973
学術月報，Vol. 26, No. 6, 1973
岩石鉱物鉱床学会誌，第68巻，第8号，1973
気象研究所報告，Vol. 23, No. 4, 1973
気象，No. 197, 1973
気象集誌，Ser. II, Vol. 51, No. 2, 1973
建築雑誌，Vol. 88, No. 1066, 1973
鉱山地質，第116号，1972
国立科学博物館研究報告，Vol. 16, No. 2, 1973
国立科学博物館専報，第5号，1972
鉱物学雑誌，第11巻，第3号，1973
古地図研究，第42号，1973
植物学雑誌，Vol. 86, No. 1003, 1973
人文研究，第24巻，第12分冊，大阪市立大学文学会，1972
人文地理，第25巻，第4号，1973
史淵，第110輯，九州史学会，1973
史学研究，第119号，広島史学研究会，1973
写真測量，Vol. 12, No. 1, 1973
新地理，第20巻，第4号，日本地理教育学会，1973
情報管理，Vol. 16, No. 6, 日本科学技術情報センター，1973
静岡地学，第23号，1972
石油技術協会誌，第38巻，第2号，1973
石膏と石灰，No. 126, 1973
石灰石，第145号，1973
石油の開発，Vol. 6, No. 4, 1973
水温の研究，Vol. 17, No. 3, 河川水温調査会，1973
水と土，No. 12, 農業土木技術研究会，No. 12, 1973
船舶技術研究所報告，第10巻，第2号，1973
船舶技術研究所英文報告，No. 46, 1973
地学教育，第104号，1973
地質学雑誌，第79巻，第8号，1973
地質調査所月報，第24巻，第6号，1973
地質調査所報告，第248号，1973
地図，5万分の1，那珂湊，横田，久遠，米内沢，肥前江ノ島，竹貫，20万分の1，豊橋，200万分の1，日本炭田図，日本鉱床生成図，油田ガス田図，No. 11, 水理地質図，No. 22, 50万分の1，後期新生代地質構造図東京，2万5千分の1，生駒山地西麓部，鬼首（地質調査所），5万分の1，濁川，姉別，西別，（北海道地下資源調査所）
地質ニュース，No. 230, 1973
地理，第18巻，第9号，古今書院，1973
地理学評論，第46巻，第9号，1973
鉄と鋼，Vol. 59, No. 11, 1973
天文月報，第66巻，第10号，1973
東北地理，第25巻，第2号，1973
南極資料，第46号，国立科学博物館，1973
日本学術会議月報，第14巻，第8号，1973
日本鉱業会誌，Vol. 89, No. 1024, 1973
日本の科学と技術，No. 159, 1973
農業土木学会誌，第41巻，第10号，1973
セラミックス，第8巻，第9号，1973
林業試験場研究報告別刷，第255号，1973
雪氷，Vol. 35, No. 2, 1973
地図の歴史，（織田武雄氏寄贈），1973
地理学献呈論文集，（木内信蔵氏寄贈），1973
日本地形論，東京大学出版会，1973
国立国会図書館所蔵明治期刊行図書目録，第3巻，1973
法政大学文学部紀要，第17号，1972
水路研究論文集，日本水路協会，1972
The IGU Newsletter, Vol. 23, No. 2, 1972
水文学の基礎，（市川正巳氏寄贈），1973
中央構造線，東海大学出版会，1973
双晶の分類，（高野幸雄氏寄贈），1973
愛媛大学法文学部論集，第5号，1973
目白学園女子短期大学研究紀要，第9号，1973
北海道大学工学部研究報告，第69号，1973
交通安全公害研究所報告，第1号，1973

地理誌叢，第14号，日本大学地理学会，1973

Scientific Papers of the College of General Education University of Tokyo, Vol. 23, No. 1, 1973

早稲田大学理工学研究所報告，第62輯，1973

東北大学理科報告，第43巻，第2号，1973

神奈川大学工学部研究報告，第11号，1973

関東大地震50周年論文集，東京大学地震研究所，1973

愛媛大学紀要，第7巻，第1号，1972

東京大学地震研究所研究速報，第10号，第9冊，1973

鳥取県立博物館研究報告，第10号，1973

Science Reports of the Tokyo Kyoiku Daigaku, Vol. 11, No. 111, 1973

岡山大学温泉研究所報告，第42号，1973

Journal of Science of the Hiroshima University, Vol. 7, No. 1, 1973

Journal of Geosciences Osaka City University, Vol. 16, 1973

香川大学農学部学術報告，第54号，1973

東北大学選鉱製錬研究所彙報，第29巻，第1号，1973

第四紀地殻変動文献抄録集，防災科学技術センター，1973

Memoirs of the Faculty of Science Kyoto University, Vol. 39, No. 2, 1973

気候学研究，No. 15，法政大学，1973

神奈川県立博物館研究報告，第6号，1973

東京学芸大学紀要，第25集，1973

埼玉大学紀要，第21巻，1973

東京大学海洋研究所業績集，Vol. 10，1973

広島大学地学研究報告，第18号，1973

たちばな，第38号，高津図書館友の会，1973

大阪都市圏のスプロールに関する調査報告，大阪市立大学経済研究所，1973

九州大学理学部島原火山観測所研究報告，第8号，1973

法政大学文学部紀要，第18号，1973

法政大学地理学集報，第2号，1973

**外国**

Acta Geographica, Societas Geographica Fenniae, No. 26, 1972

Anais de Academia Brasileira de Ciencias, Vol. 44, No. 2, 1972

Anales de la Sociedad Cientifica Argentina, Sociedad Cientifica Argentina, Tom. 195, Entregas 1～2, 1973

Bulletin of the Geological Institution of the University of Uppsala, Vol. 3, No. 1-9, 1972

Bulletin du Service de la Carte Geologique D'alsace et de Lorraine, Tom. 24, Fascicule 4, 1971

Fennia, Societas Geographica Fennial, 122, 1973

Geographical Journal, Vol. 139, Part 2, 1973

Geographical Review, The American Geographical Society, Vol. 63, No. 3, 1973

Geological Map of New Zealand, Department of Scientific and Industrial Reserch of the New Zealand Geological Survey, Sheet $S_8$, $S_1$, $S_3$, North Island, South Island, 1972

National Geographic Magazine, Vol. 144, No. 4, 1973

Natur und Museum, Band 102, Heft 8, 1972

Publications in Environmental Perception, American Geographical Society, No. 8, 1972

Petermanns Geographische Mitteilungen, Geographisch-Kartographische Anstalt Gotha, 117 Jahrgang, 1 Quartalsheft, 1973

Regio Basiliensis, Geographisch-Ethnologischen Gesellshaft Basel, XII/2, 1971

Senckenbergiana Lethaea, Band 54, No. 1, 1973

Sociedade de Geografia de Lisboa, Boletin, Série 90a, Nos, 7～12, 1972

Известия Всесоюзното Георрафического Օыщества, Tom. 105, Выл 5, 1973

Серия Геотрафическая, Известия Акацемии Наук Ccсp, No. 4, 1973

Волросы Географии, Госуларственнле Излате Льство Географсической Литературы, No. 90, 1972

Океанология, Акацемия Наук Ccсp, Tom. 13, No. 4, 1973

Тласник Срлског Географског Лрущтва, (Bulletin de la Société Sérbe de Géographie) Tom. 52, No. 2, 1972

地質科学, 中国科学院地質研究所, 第3期, 1973

朝鮮学術通報, Vol. 10, No. 4, 1973

香港中文大学研究院地理研究中心研究報告, 第42号, 1972

Books from Hungary, Vol. 15, No. 2, 1973

Czasopismo Geograficzne, Polskie Towarzystwo Geograficzne, Tom 44, Zeszyt 1, 1973

D'ari de Seamá ale Sedintelor, Institul Geologic, Vol. 58, 1972

Memoire du Service de la Cart Géologique D'alsace et de Lorraine, University of Strasbourg, No. 34, 1971

Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg, Band 60, 1972

Przeglad Geograficzny, Polskiei Akademii Navk, Instytut Geografiii, Tom. 45, Zeszyt 1, 1973

Mémoires, Institut Geologique, Vol. 15, 1971

Serie de Geographie, Revue Ronmaine de Geologie, Tom. 17, No. 1, 1973

Wiener Geographische Schriften, Geographischen Institutes der Hochshule für Welthandel in Wien, No. 36–37, 1971

## 正 誤 表

式 正英：カナダ北極のトンプソン氷河のプッシュモレン
Vol. 82, No. 5 (797), 1973

| 頁 | 行 | 誤 | 正 |
|---|---|---|---|
| 10 | 上から2行目 | introducd | introduced |
| 10 | 脚注** | 文部教育学部 | 文教育学部 |
| 11 | 下 16 | アイゼクセン | アイザクセン |
| 11 | 下 5 | 400km² | 400km |
| 11 | 脚注* | アイゼクセン | アイザクセン |
| 12 | 下 1 | 氷河に溢流 | 氷河の溢流 |
| 13 | 上 16 | Glociolog | Glaciology |
| 14 | 上 7 | プッシュモレンに三部分 | プッシュ・モレンの三部分 |
| 14 | 下 11 | ドウ・シャルパンティエ | ドゥ・シャルパンティエ |
| 15 | 上 6 | ションストラップ | ジョンストラップ |
| 15 | 下 11 | 前縁の | 前縁の |
| 15 | 下 6 | 26cm/年 | 26 m/年 |
| 15 | 下 2 | 最大500m. | 最大500 m, |
| 16 | 上 15 | 2,200年前 | 2200 年前 |
| 20 | 上 12 | 礫間の割目を | (以下を改行する) |
| 20 | 下 10 | 2.3m | 2,3 m |
| 21 | 上 8 | 交叉した. ひだの | 交叉した, ひだの |
| 21 | 上 18 | おつている。 | おおつている。 |
| 21 | 下 7 | 氷河縁 | 氷河縁 |
| 23 | 上 1 | 辺縁 | 辺縁 |
| 23 | 下 4 | グットフラィデー | グットフライデー |
| 23 | 下 4 | (氷河アクセル | 氷河 (アクセル |

地学雑誌 第800号　昭和49年4月20日印刷
昭和49年4月25日発行

編集兼発行者　矢沢　大二

印刷所　一ツ橋印刷株式会社
東京都品川区上大崎3-12-15

発行所　社団法人 東京地学協会
東京都千代田区二番町12の2
郵便番号102
電話東京(261)0809番
振替口座東京66278番

## 東京地学協会取扱い出版物

$\frac{1}{5万}$ 地質図 説明書付き (除△印) (五十音順) 各370円 包送料各165円 ＊各470円包送料各165円

赤穂
阿寒湖
秋葉山
上松
足尾
厚田
阿仁合
網走
虻田
荒島岳

飯田
石狩
伊那
今治西部
伊万里
伊予三崎
岩内
△伊東
岩館
羽前金山
宇部
宇部東部
＊内の浦
＊臼杵

襟裳岬
＊遠別

大江山
大垣
大迫
大畑
近江長浜
大村
大屋市場
奥津
渡島小島

鬼鹿

尾花沢
小浜
飫肥
雄冬
渡島大島

海南
鯛ノ浦
加子母
金木
加治木
金沢
蟹田
鹿屋
釜石
上里
上猿払
唐津
冠島
＊川尻

霧島山
＊北見

草津
串本
久住
鞍岡

＊五所川原
甲府
小口瀬戸
国分
国領
小清水
小泊
昆布森

佐用
猿留

三渓

塩尻
志布志
城端

周匝
須坂
砂川
諏訪

＊川内

鷹巣
田沢湖
但馬竹田
達布
田並
太良鉱山
垂水
丹後由良
＊田老

近川
智頭

月形
土淵
都農
妻籠
津山東部

都井岬
当別
徳舜瞥
動木
苫前
富高
富山

那智
男体山

仁位
西方
西徳富

沼田

根雨
根尾

鮎崎

＊羽島
八丈島
初浦
羽幌
浜益
春立

＊美幌
燧岳
東茂住
肥前高島付野母崎
人首
日奈久
日向青島
平戸
弘前
敏音知
肥前江ノ島
肥前平島(近刊)

＊深浦
船津

幌泉
幌加内
母衣月

本岐

神子元島
三島
三田井
三日市
三宅島
宮津
三厩

森吉山
門別
＊妹背牛

焼尻島
焼石岳

湯本

吉野山
米子
呼子

陸中野田

留萌

＊涌谷
若柳

山形市北部地質図

魚津 1,000円 〒225

久遠 700円
五城目 650円
竹貫 1,000円 〒225

那珂湊 700円 〒195

浜松 1,900円 〒350

△横田 600円
米内沢 1,400円

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| 青谷・倉吉 | 1組み740円 | 伊予高山・八幡浜 | 1組み740円 | 鳥取南部・鳥取北部 | 1組み740円 |
| 赤碕・大山 | 〃 〃 | 大槌・霞露岳 | 〃 〃 | 邑知潟・虻ガ島 | 〃 〃 |
| 芦辺・勝本・郷ノ浦 | 〃 1,110円 | 大間・佐井 | 〃 〃 | | |
| 阿田和・新宮 | 〃 740円 | 掛塚・見付 | 〃 〃 | | |

# 東京地学協会取扱い出版物

## 地質調査所報告

| 号 | 名　〒 300円 | 定価円 |
|---|---|---|
| 156 | 地震探鉱反射法の研究 | 100 |
| 160 | 兵庫県西播地域工業水源地域調査報告 | 270 |
| 161 | 山形市付近の天然ガス地化学調査報告 | 290 |
| 162 | 秋田県小坂鉱山の母岩の変質 | 250 |
| 164 | 火薬爆発によって生ずる雑振動および反射波の実験的研究 | 250 |
| 165 | 北海道のチタン資源 | 350 |
| 168 | 宮崎県小林市付近天然ガス調査報告書 | 250 |
| 176 | 北海道のクロウム鉱床 | 170 |
| 184 | 弾性波パルスの伝播に関する研究 | 200 |
| 185 | 上部石狩層群堆積過程における豊里堆と芦別沈降盆地 | 260 |
| 186 | 八橋油田鹹水の地球化学 | 420 |
| 188 | 地表付近の天然放射能によるガンマ線強度分布について | 170 |
| 189 | 青森県尾太鉱山の硫化鉱物中の微量成分について | 140 |
| 190 | 日本におけるウランの産状　I | 980 〒550 |
| 191 | 猪苗代湖東方地域二畳系の紡錘虫の研究 | 800 |
| 193 | 北海道釧路地域の炭田ガスについて | 270 |
| 194 | 天草下島教良木層産始新世有孔虫類 | 270 |
| 199 | 硫化鉱物の微量成分の地球化学的研究 | 220 |
| 200 | 本邦クロム鉱床の成因的研究 | 380 |
| 221 | 北海道常呂地方のスピライトと含マンガン赤鉄鉱鉱床 | 270 |
| 226 | イラン国北西部のアングラン鉱山 | 230 |
| 232 | 日本におけるウランの産状　その II | 2,400 〒550 |
| 235 | 北西九州古第三紀砂岩中のジルコン—ざくろ石—電気石比がもつ地質学的意義 | 300 |
| 239 | 日本の主要モリブデン鉱床と関連する花崗岩質岩類 | 1,000 |
| 245 | 北西九州・唐津炭田の古第三系杵島層の岩相変化と化石群集からみた堆積環境 | 400 |
| 246 | 北西九州・相の島帯の変成岩類 | 350 |
| 248 | 西南日本内帯の“夜久野複合岩体”中の変はんれい岩とその関連岩類 | 500 |
| 249 | 地下水位の観測記録 | 500 |
| 特別号 | (C)　ゲルマニウム資源について | 130 |
| 特別号 | (5)　爆破地震動観測資料より得られた松代群発地震域の地下構造 | 850 |
| | Tertiary Floras of Japan (Miocene Floras) | 2,300 〒350 |
| | 日本の学者による中国本土に関する地理学的研究著書・資料・論文目録 (1935—1950) | 200 〒135 |

**地質調査所月報**　毎月発行，1カ年(昭，49年)8,500円

**地学雑誌**　隔月発行，1カ年5,760円

**備考**　ご注文はすべて前金，正会員は定価の1割引。

# 地學雜誌

# JOURNAL OF GEOGRAPHY

Vol. 83, No. 3 (801), 1974

目　　次





## CONTENTS



**TOKYO GEOGRAPHICAL SOCIETY**
(TOKYO CHIGAKU KYOKAI)
*Founded in 1879*
Nibancho, Chiyoda-ku, Tokyo

## 東京地学協会取扱い出版物

### 1/50万 地質図 各〒 135円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 旭川 | 350円 | 種子島 | 180 |
| 八丈島 | 120 | 岡山 | 1,200 |
| 奄美大島 | 170 | | |

### 1/20万 地質図 各〒 135円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 岩内 | 180 | 伊良湖岬 | 150 |
| 羽幌 | 150 | 高知 | 160 |
| 青森 | 270 | 松山 | 260 |
| 野辺地 | 100 | 大分 | 160 |
| 男鹿島 | 180 | 唐津 | 200 |
| 酒田 | 160 | 長崎 | 200 |
| 新庄 | 200 | 稚内 | 150 |
| 石巻 | 210 | 天塩 | 200 |
| 水戸 | 240 | 網走 | 150 |
| 七尾富山 | 230 | 深浦 | 150 |
| 剣山 | 250 | 斜里 | 350 |
| 富津 | 190 | 標津 | 230 |
| 北見 | 300 | 広尾 | 350 |
| 帯広 | 400 | 豊橋 | 500 |
| 輪島 | 120 | 尻屋崎 | 300 |
| 苫小牧 | 500 | | |

### 1/7万5千 地質図 説明書付き 各〒 195円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 鬼首 | 230 | 徳島 | 280 |
| 勿来 | 300 | 高松 | 200 |
| 塩原 | 390 | 脇町 | 270 |

各〒 135円

| | | |
|---|---|---|
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 I | | 210 |
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 II | | 200 |
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 III | | 320 |
| 日本炭田図(II) | 北松炭田地質図ならびに説明書 | 3,470<br>〒 500 |
| 日本炭田図(V) | 釧路炭田新螺別地域地質図ならびに説明書 | 500<br>〒 350 |
| 日本炭田図(XI) | 石狩炭田地質図 | 2,800<br>〒 225 |
| 空中磁気図(I) | 酒田-村上-弥彦-糸魚川海域 | 1,200<br>〒 195 |
| 空中磁気図(II) | 稚内-利尻-遠別-留萌-札幌海域 | 600<br>〒 165 |
| 地質図幅目録図(昭，49年版) | | 300<br>〒 80 |

各〒 195円

| | | |
|---|---|---|
| 日本油田ガス田図(I) | 青山奥 | |
| 日本油田ガス田図(II) | 横浜 | |
| 日本油田ガス田図(III) | 横須賀 | |
| 日本油田ガス田図(IV) | 富津・大多喜 | |
| 日本油田ガス田図(VII) | 魚沼 | 2,<br>〒 |
| 日本油田ガス田図(VIII) | 本宿 | |
| 日本油田ガス田図(IX) | 七谷 | |
| 日本油田ガス田図(X) | 茂原 | 1, |
| 日本油田ガス田図(XI) | 佐渡 | 1, |
| 日本水理地質図(I) | 木曽川左岸・矢作川・豊川流域 | |
| 日本水理地質図(IV) | 山梨県釜無川および笛吹川流域 | |
| 日本水理地質図(V) | 香東川・土器川・財田川流域 | |
| 日本水理地質図(VI) | 愛媛県金生川・加茂川・中山川・重信川流域 | |
| 日本水理地質図(VII) | 千葉西部 | |
| 日本水理地質図(VIII) | 奈良県大和川流域 | |
| 日本水理地質図(X) | 関東平野北西部 | |
| 日本水理地質図(XI) | 長野県松本盆地 | |
| 日本水理地質図(XII) | 兵庫県南西部 | |
| 日本水理地質図(XIII) | 佐賀・福岡県筑後川中流域 | |
| 日本水理地質図(XV) | 都城盆地 | |
| 日本水理地質図(XVI) | 仙台湾臨海地域 | |
| 日本水理地質図(XVII) | 高知県・鏡川・国分川および物部川流域 | |
| 日本水理地質図(XVIII) | 福岡・大分山国川および駅館川流域 | |
| 日本水理地質図(XIX) | 熊本県白川および黒川流域 | |
| 日本水理地質図(XX) | 鳥取県日野川流域 | |
| 日本水理地質図(XXI) | 福岡県矢部川中流域 | |
| 日本水理地質図(XXII) | 山梨・長野県釜無川上流域 | |

| | | |
|---|---|---|
| 1/200万 | 日本変成相図 | 〒 |
| 1/200万 | 日本地質図 | 1,<br>〒 |
| 1/200万 | 日本炭田図 | 〒 |
| 1/200万 | 日本鉱床生成図 | 〒 |
| 1/ 50万 | 後期新生代地質構造図東京 | 〒 |
| 1/ 50万 | 地質構造図秋田 | 〒 |
| 1/2万5千 | 佐世保北部 | 〒 |
| 1/2万5千 | 生駒山地西麓部 | 〒 |
| 1/2万5千 | 鬼首 | 〒 |
| 1/ 10万 | 石狩沖積低地 | 〒 |



**写真 1　アンデスの褶曲構造**

ペルー中部のワラスとワヌコとの間に位置するヤナシヤラ峠（標高約4,600m）の一露頭。谷はU字形で，地層は下部白亜紀の石灰岩と頁岩との互層で，向斜構造をくりかえし，この石灰岩には銅鉱床がみられる。

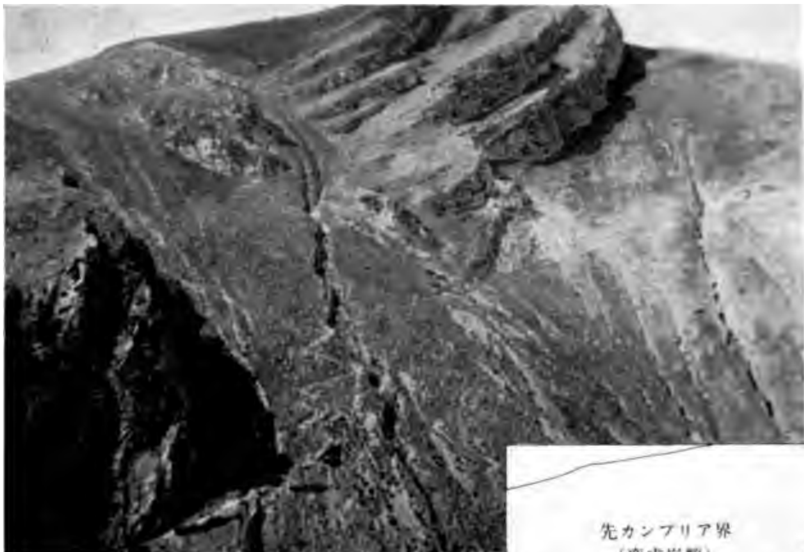





**写真 2　アンデスの衝上断層**

ペルー，タルマ東の峡谷に露出する40°内外の低角度衝上。下位は塊状石灰岩からなる pucara 層（三畳・ジュラ紀）。上位は絹雲母片岩，石墨片岩などの先カンブリア界。

## アンデスの地質構造

アンデスはブラジル楯状地西方の堆積区が中生代末から第三紀初期にかけての地殻変動により形成された。アンデスをめぐる各国では地質図がまとめられ，地質構造の大要が次第に明らかにされつつあるが，不明の点がまだ多い。ペルーは銅や石油などの地下資源の開発のため，地質調査のもっとも進んだ国の一つで，ここではアンデスの主峰は古生界および中生界からなり，第三系はアンデスの東麓のアマゾン上流に広く分布するほか，太平洋側にも小分布がみられる。岩相は南北にかなり均質でペルーの一断面で知られる岩相は南北でそれぞれ追跡でき，地層の対比や地質構造の解明に役立つ。たとえば二畳紀 Mitu 層の赤色岩相，三畳・ジュラ紀の pucara 層の石灰岩相，下部白亜紀の goyllarisquizga 層の淡灰色珪岩相など代表的なものである。ペルーの主要断層は北西から南東に走り，その中のある断層は長くのびる。ペルーの東部の断層は西から東への衝上を示すことが多く，その代表的なものはタルマ東方（図1）の衝上断層である。このような西から東への衝上はペルーのみならずエクアドルの東部にも発達する。すなわち西側から順次，古生界の上に先カンブリア界ないしカンブリア界が，白亜系の上に古生界が，また白亜系の上に古期花崗岩類が，さらに第三系の上に白亜系がそれぞれ衝上する。一方，ペルー西部の断層群中，セロデパスコ北では背斜構造をなす pucara 層が goyllarisquizga 層の上に東から西に衝上する。アンデス東部や太平洋岸の第三系では主として正断層が発達する。アンデスは上昇岩体で，大局的には東西両側に押し出すように衝上断層が生じている。　（前田四郎）

地学雑誌 83, 3 (1974)

# 日本の中生代の褶曲

木村 敏雄*

## Mesozoic Folds and Foldings in Japan

Toshio KIMURA

Paleozoic and Mesozoic geosynclinal strata in Japan have long been thought to be very thick and to form high angled homocline. Recent studies by KIMURA and others, however, show that those strata form small scale isoclinal folds with gently folded enveloping surfaces in a large scale, and that the strata are rather thin, less than several thousand meters.

On the other hand, Upper Triassic conodonts have recently been found by IGO and others from the strata which have been thought to be of Paleozoic. The stratigraphic horizons shown by the fossils are consistent with the structural analysis by KIMURA and others.

Strata, which change gradually to the Ryoke metamorphic rocks, contain the Upper Triassic conodonts and are probably covered conformably by the strata with the Upper Jurassic ammonoid. Weakly metamorphosed strata near the Sambagawa zone are overlain conformably by the Upper Triassic strata. Therefore, it became very clear that the Ryoke and Sambagawa "metamorphic" zones have suffered from the Cretaceous foldings as proposed by KOBAYASHI.

The Paleozoic and Mesozoic strata in the Sangun-Yamaguchi and the Sambagawa-Chichibu zone were folded successively from the Late Permian to the Cretaceous time to form composite fold systems. On the other hand, strata in the Sambosan and the Shimanto zone were folded in each very short folding stage and formed isoclinal folds with very short wave-length.

When the Triassic subduction zone was situated to the oceanic side of ancient Japan, the Sambosan zone—non-fold zone—, the Kurosegawa—fold zone—, the southern Yamaguchi-northern Chichibu—non-fold zone—, and the northern Yamaguchi-Hida zone—intense fold zone are arranged from the oceanic to the continental side. The distribution of the deformation zones has not been produced only by the compression due to the subduction of oceanic plates.

日本の中・古生層はきわめて厚い地層であつて，同斜構造を作ると漠然と長く考えられてきた。しかし最近の研究により，実際にはゆるい褶曲波面をもつ構造を主体とすることがわかつてきた。そして日本の中・古生界の構造に対する概念は大きく変えられることになつた。

一方かつて古生界と考えられた地層のあるものから，上部三畳系を示す多数のコノドントが発見されるに至つた。特に西南日本内帯南部，秩父帯北部などからの発見は，一部の人々の構造発達史の説が誤りで

* 東京大学理学部地質学教室 The University of Tokyo

あることを明かにした。すなわち三畳紀中期までに領家・三波川帯などでの変成作用が完了したとする説が誤りであることを明かにした。上に述べた構造解析の結果得られた層序は，このコノドントが示す層位とよく合致する。そしてこれらの事実から，日本の褶曲，褶曲運動を再検討する必要がおこつて来た。

## I 西南日本内帯における中・古生界の褶曲

西南日本内帯の最も北にある飛驒帯の片麻岩類の多くは三畳紀の放射年代を示す。その中には先カンブリア時代，石炭紀の年代を示すものもある（SHIBATA et al, 1970；ADACHI, 1971）。したがつて飛驒変成岩類に見られる褶曲構造がいつできたかは未だ明確ではない。その構造は大局的にはベーズン・ドーム構造（藤本ほか，1962）からなるといわれている。しかし野外では小スケールの褶曲構造が無数にみられる。これと大スケールの構造との関係は明らかではない。藤吉（1973）によると，早月川上流地域の地質構造は，褶曲波面（包絡面）がゆるく波曲した等斜褶曲である。

三郡―山口帯は変成岩からなる三郡帯と，非変成岩からなる山口帯とに分けられた。三郡帯は動力変成帯であつて，特に強い偏圧がここに働いたために，地下深所から浅所まで程度の差はあるが変成作用を強く受けたと考えられた。一方偏圧が弱いところは，地下深所から浅所まで非変成岩が山口帯に残つたと考えられた。しかしながら，非変成帯の山口帯とされたところにも，多少とも変成作用を受けた地層が分布しており，変成層は弱変成層の下に複背斜軸部にあらわれる（KIMURA, 1960；徳山，1971）。したがつて三郡変成岩類は弱変成または非変成の古生層の下に広く分布するはずである。これは，"高圧型"の変成岩の形成に高い静水圧が必要であつたとするならば当然のことである。かくして地表に三郡変成岩が広くあらわれるかどうかは大きい背斜構造があるかどうかに関係する。したがつて三郡変成帯という名をとりわけて用いることは適当でない。ここでは"三郡帯"と"山口帯"とを一括して三郡―山口帯の語を用いる。

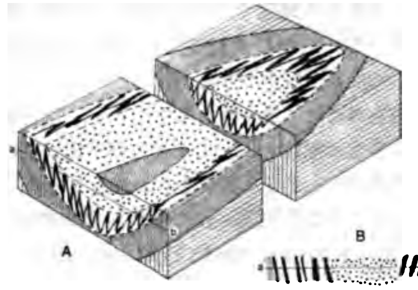
三郡―山口帯は舞鶴帯によつて西の中国帯と東の丹波―美濃帯とに分けられる。これらはそれぞれ非常に異なる発達史をたどつたと説かれる場合がある。最上部二畳系や三畳系の三角州相が舞鶴帯およびそれより西により広く分布するというように，中国帯と丹波―美濃帯との発達史には確かに違いがある。しかしその違いはそれ程大きくない。三郡変成岩の分布が中国帯では広はんいであるのに対して，丹波―美濃帯では内帯中央構造線（飛驒外縁帯）に沿うごく狭い地域に限られることが両帯の大きい違いのようにいわれることがある。しかし実際には丹波―美濃帯の方に，上位の層準の地層がより広く地表に広がつているために地表には変成岩があらわれることが少い（KIMURA, 1960）のであつて，地下には変成岩類が広く広がつていることが期待される。京都市の北方の鶴ケ岡付近に東西に走る大きな複背斜の軸部に小区域ながら弱変成岩類が分布する（YOSHIDA, 1969）。このことによつてもこの地域の地下に変成岩類が広く広がつていることが推察できる。地殻構造についてみるとき，舞鶴帯を境として中国帯の方が丹波―美濃帯よりもモホ面が浅くなつている（ASADA and ASANO, 1972）。このことも中国帯において地表に下位の層準があらわれていることを裏づけている*。

三郡―山口帯では流れ―レンズ―曲げ褶曲の構造階層（木村，1973）が発達する。所によりレンズ褶曲の層準またはその下部に剪断褶曲がある。著しい等斜褶曲のところ，とくにレンズ褶曲の層準では，褶曲軸部に小断層が発達するので，地層全体は同斜層と間違えられやすい。例えば第1図Aのように地層が分布するときその地質断面は第1図Bであるように誤解されることが多かつた。そして単一層が，沢山の層準の地層であるかのように間違えられ，二地域にわたる同一層序の地層が，側方に層相変化する地層であるかのようにとられた（第1図A，平面の部分）。また実際には地層は薄いにもかかわらず，きわめて厚いと間違えられてきた。

このようにして，日本の古生界は厚い地層が，急な翼をもつ，大きい複背斜構造を作ると漠然と考えら

* 吉田鎮男の談話による。

れていた。しかし三郡—山口帯の中・古生層は実際にはゆるく波曲する褶曲波面をもつ等斜褶曲群を作る。大スケールの褶曲がゆるい波曲的褶曲であることは，三郡—山口帯の各所に特定層が馬てい形に分布することから読みとれる（KIMURA, 1960；MIZUTANI, 1964）。地層が馬てい形にあらわれるのは，褶曲軸が一方に傾くためであつて（第1図），三郡—山口帯では西端部を除いてはその傾きはふつう西に向つている。この大褶曲の半波長は10～15km ていどである。



第1図　著しく非調和な褶曲をもつ向斜．実際にはA図の a-b 断面の構造であるのに，B図のようにほぼ同斜の構造であると間違えられやすい

この大褶曲は，もつと小さいさまざまの大きさの褶曲から成り立つている。岐阜県郡上八幡地域で YOSHIDA (1972) が大小多数の褶曲の頻度を調べたところによると，上述のものの他に，3km, 90m, 15m, 1.8m, 30 cm, 1.7cm にそれぞれ小さいピークがある。すなわち幾つかのオーダーの褶曲の集りとして全体の褶曲ができ上つている。郡上八幡付近には古生界が分布するが，南の武儀・七宗付近や，愛知県犬山付近には古生界の他に三畳系やジュラ系がある。これら中生界の褶曲は，構造層準の違いはあるが，古生界と同一系列の褶曲系を作り，褶曲の波長についても両者にきわだつた大きい差はない。

郡上八幡—武儀地域では流れ—レンズ—曲げ褶曲の系列が典型的にみられる。長野県辰野—藪原地域ではかつて古生界とされた地層の多くは実は三畳系であつて*，ジュラ系におよぶ可能性も大きい。ここでの褶曲は基本的には郡上八幡—武儀のものと同じであるが，藪原付近では領家帯に移行する部分の近くに剪断褶曲が発達する。

中国西部でも日原付近のものはレンズ褶曲をもつ系列に属する。しかしここでは北の“三郡帯”に接する部分のチャート層中に局所的に剪断褶曲がみられる（KIMURA, 1968）。丹波地帯の褶曲系もレンズ褶曲をもつが，京都北方の鶴ケ岡付近の大複背斜の軸部に沿つて剪断褶曲をもつ層準が発達する（YOSHIDA, 1969）。その下にちりめんじわへき開をもつ流れ褶曲の構造層準（木村，1973）がある。この構造階層は北上山地母体地域，阿武隈山地松ケ平地域のものに似る。岡山県柵原付近では背斜軸の北側に剪断褶曲を伴い，南側にそれを伴わないところがある（徳山，1971）。このようにして剪断褶曲は西南日本内帯の各地からも見出されている。

領家帯の地層の褶曲も飛驒帯のものと同じく，十分に調査されているとはいい難い。領家帯と三郡—山口帯との間にはふつう大断層はない。山口県東部には河山付近の“三郡帯”の南に“三郡前縁剪断帯”があり，その南に玖珂層群よりなる領家外縁帯が，さらにその南に領家帯があるとされた。しかし豊原(1974) によると“三郡前縁剪断帯”は大きい剪断帯ではないし，玖珂層群の主体は上部三畳系であり，これは南に領家帯の中まで追跡される。

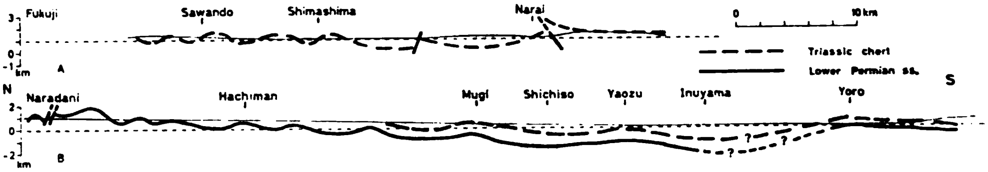
長野県辰野—藪原地域では，低度に領家変成作用を受けた地層の大部分は山口県東部と同じく上部三畳系である。この褶曲は三郡—山口帯の褶曲に漸移している。

このようにして長野県下では，三郡—山口帯から領家帯まで，古生界から三畳系まで，時にはジュラ系までが一連の地層として堆積しており，ほぼ単一の褶曲系を作つている。一方舞鶴帯や山口県西部などでは，著しく褶曲した古生界を不整合に蔽つて下部三畳系（NAKAZAWA, 1958），上部三畳系（TOKUYAMA, 1962）などがある。これらは山口県西部では上部三畳系美禰層群のようにジュラ系豊浦層群などと共に北東—南西の軸をもつゆるい褶曲を作る。一方これらの東方の秋吉地区では古生界は東西軸の著しい褶曲を

* 狩野謙一，東大修論（1974）（邦文にて印刷予定）。

もつ。これらの地区では，古生界と中生界は褶曲系を全く異にする。すなわち中・古生界は複合褶曲系を作つている。しかし美祢地区から東方わずか数十 km の山口県東部の玖珂地域では三畳系の褶曲系は古生界の褶曲系と区別できない。

地域を異にして単一褶曲系を作るか，複合褶曲系を作るかの違いはあつても，三郡—山口帯と領家帯との地質構造は漸移する。そして三郡—山口帯の南限に近いところ，または領家帯の北部に地向斜相としての三畳系ないしジュラ系があらわれることや，三郡—山口帯の北部に，より古期の地層が分布することからわかるように，三郡—山口帯から領家帯北部までを通じて大褶曲の褶曲波面はゆるく南に傾いている（第２図）(KIMURA, 1968 ; YOSHIDA, 1972)。かつての造山運動説には，地向斜層の中に造山時花こう岩類が迸入した地帯が大きく隆起して複背斜を作つて大山脈を生じたとするものがあつた。しかし領家帯についてはこの考えは適当ではないことがわかる。領家帯は確かに隆起した時代があつた。しかし大山脈を作るような大規模なものではなかつた。




第２図　西南日本内帯東部の中・古生界の褶曲波面．A；長野県地域（狩野による）．B；岐阜県地域（吉田による）．

大デッケン構造が内帯には所により発達する。秋吉台の大逆転構造は小沢儀明の研究以来多数の意見が出されたが，太田ら（1973）が自らボーリングを行ない，精密な地質調査をもあわせ行なつた研究によると，その構造の大要は小林貞一や鳥山隆三によつて認められたものに近かつた（第４図E）。秋吉石灰岩に対比される北九州の平尾台の石灰岩の下には整合的に三郡変成岩類がある（松本ほか，1961)。一方秋吉台の逆転部での地層の見掛け上の頂部，すなわち層序上の最下部には下部石炭系の玄武岩質火山岩類がある。柳田ら（1971）の記載によると，この火山岩類は変成作用を受けていないようである。このことは三郡変成岩類が堆積荷重のみによつて生じたものでないことを示す。この地区の石灰岩がサンゴ礁成で（OTA, 1968)，きわめて浅海のものであり，かつ数百米ていどの厚さしかないものであることを考慮にいれると，その石灰岩の下にあつた火山岩類が，大洋底といつた深海底で形成されたものでないことがわかる。そして三郡変成岩類が大洋プレートのサブダクション帯でできたものでない（KIMURA, 1974）こともわかる。そして秋吉台などの大衝上塊の移動に伴う偏圧と荷重とが三郡変成岩類の形成に関係があるかも知れないことを思わせる。

内帯地域にはこの他に大賀デッケや伊吹山などの衝上塊がある。これらは秋吉台のもののように大逆転構造を伴うものではなく，横ぶせ褶曲から発展したものでもないらしい（KIMURA, 1960)。地表近くにあつた石灰岩塊が，もろい大地塊として周辺のより若い地層の上に衝上したもので，その移動距離も大きくはない。秋吉デッケが三畳紀の変動によつてできたのに対して，大賀などの衝上塊は白亜紀の変動によつて生じたとされる（KOBAYASHI, 1941)。

しかし白亜紀ころの変動に伴つてきわめて大規模なデッケンができたところもある。東北日本における西南日本内帯の延長である栃木県葛生付近で，最近きわめて興味あるデッケン系が見出された（第４図C)。小池ほか（1971）および柳本（1973）によると，上部三畳系コノドントを含む地層と，紡錘虫を含む石灰岩とが繰り返してあらわれる。このことから“刺身”のように薄い層状の衝上片がいくつも重なり合つていることがわかる。衝上片が積み重なつたあとで，全体が北東—南西の軸をもつゆるい向斜を作つた。向斜軸はゆるく南西に傾くので，地表では現在見られるような地層の馬てい形分布ができた。

葛生地区の上部三畳系チャート層にみられる小褶曲は，北東—南西の軸をもつてはいない。その褶曲軸面や褶曲軸を統計的に調べると，始めは東西方向に走る小褶曲として形成されたが，あとで北東—南西軸をもつ向斜ができたとき回転させられたことがわかる（そのデータの一部は木村ほか，1966，にある）。一方北東—南西軸の褶曲ができたとき，上位の衝上片中の三畳系の泥岩は曲げ褶曲を作つたのに対して，下位の衝上片の三畳系のものは剪断褶曲を作つている。そのへき開面は向斜軸に平行である。このようにこの地域では軸面の方向を異にする褶曲を作る異なる変動があつた。なおこの衝上片がいかにしてできたかは未だ明かでないが，衝上片と衝上片との境界部の剪断は所により非常に弱い。海底地すべりに伴つて衝上ができたのではないかと思わせるほどである。

このような構造は葛生のみでなく，愛知県犬山付近にもあるらしい。犬山付近では上部ジュラ系（SATO, 1974）と上部三畳系（KOIKE et al, 1971）とがくり返して発達するように見える。犬山より西にかけての地層の分布パターンは葛生付近のものに非常によく似ている。両地域には共にかつては同一層準であつたと思われる何層かのチャートが一つの向斜を作り，馬てい形に分布する。その一方の翼ではこれらのチャート層の間に砕屑岩層が広く分布するのに対して，他方の翼では何層かのチャートがお互に接し合つている。すなわちこの部分のチャート層の間に断層がある。

日本の構造発達史の通念からいうと，この衝上片は北から南に移動したと見るべきかも知れない。しかし長野県下では三郡—山口帯の北部にまでも中・古生界の一連の地層が追跡できる*。そしてそこに大おしかぶせ断層はない。葛生，犬山地域の北方もまた同様であるとすると，これらの衝上片は南から北へ，すなわち領家帯に相当する部分から山口帯へ向つて移動したものかも知れない。

河合（1964）は岐阜県下の古生層中に大おしかぶせ断層群の存在を推定している。しかし上に述べたおしかぶせ断層群はこれとは異なる。YOSHIDA (1972) その他の研究によると，河合によつて報告されたものに似たおしかぶせ断層群は見出されない。岐阜県下には褶曲波面が大きくゆるく褶曲した古生層がある。上下に重なつた二つの地層が，一つの褶曲運動時にそれぞれ異なつた挙動をするとき，これらはお互に不調和に褶曲し，二つの地層の間に褶曲波面に平行なすべり帯（デコルマ）を生ずることが多い。岐阜県下ではこのようにしてできた水平に近いすべり帯が多数存在するので，これを大おしかぶせ断層と誤認する恐れは大きい。

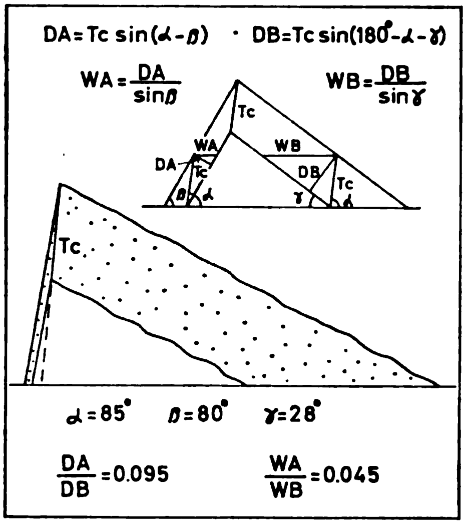
## II　北上・阿武隈山地の中・古生界の褶曲

南部北上山地は南に傾く軸をもついくつかの向斜構造によつて特徴づけられる。そして中・古生界は南に開いた馬てい形をなして分布する。その半波長は10km ていどである。断面でみると，これらの向斜の間の背斜は，大きくみるとふつう尖つており，断層を伴うことが多く，その全形をそのまま保つことは少ない。とくに石炭系より古い地層を軸部にもつ場合はそうである。牡鹿半島の基部にある雄勝背斜はその全形がよく認められる例であるが，その背斜軸部にあらわれているのは二畳系登米層群である。

これらの褶曲は西南日本の多くの地域のものと異なり，流れ—剪断—曲げ褶曲の系列を示す。そして五万分之一気仙沼図幅などに明らかなように，剪断褶曲が発達する部分の地層の境界（気仙沼の場合は，例えば三畳系の基底）は馬てい形分布の彎曲部で尖がり，時に分岐するのに対して，曲げ褶曲が卓越する部分では丸みを帯びている。流れ褶曲から剪断褶曲への変化は北上山地の母体地域のみならず，阿武隈山地の松ケ平地域で認められる。これらの地域の結晶片岩の形成時期についての異なる意見があるが，上位の二畳系にスレートへき開ができたとき，上部デボン系および結晶片岩にちりめんじわへき開ができたことは確かである。そして結晶片岩には片理の再流動がおこつていると思われる（木村，1973）。これに対して大船渡地域ではシルル系も流れ褶曲を示さない。西南日本外帯の黒瀬川帯では先シルル系基盤岩類は形成以来常に地下浅所にあつた（OGAWA, 1974）。その延長部とみられる大船渡地区でも同様に基盤岩類はシ

* 狩野謙一，東大修論（1974）

ルル紀以降常に浅い隆起帯をなし，深く沈降することがなく，シルル系の上に厚く地層が堆積することがなかつたために，シルル系に流れ褶曲ができなかつたし，変成作用も受けなかつたものと思われる。剪断褶曲から曲げ褶曲への変化については何度も述べているのでここでは言及しない。




第３図　北上山地南部の雄勝背斜の模式図
上図は剪断褶曲のときの地層のみかけの厚さ，水平分布幅の算出法を示す．下には雄勝背斜の両翼での見かけの地層の厚さの比，水平分布幅の比の計算結果を示してある．Tc はへき開

剪断褶曲が著しい地域では地層の厚さは場所により著しく異なる。雄勝背斜はその両翼で下部三畳系の分布幅が著しく異なる。このことが三畳系堆積前に著しい地殻変動があつたことの証こにされることがある。しかしこの地域の断面図を図式的にあらわすと第３図のようになるのであつて，背斜軸は二畳系の分布区域のほぼ西端を走るし，変形前の地層の厚さは両翼でほとんど同じであつたと見られる。薄衣礫岩の礫の大きさや，礫の傾きで古環境や古水流が求められたことがある。しかし剪断褶曲が著しい所では，礫はスレートへき開の方向に伸びたり，向きを変えるので，この点の注意を忘れてはならない。従来の研究にはこの点の留意がなかつたようである。

南部北上山地では向斜構造にみられる中生界の分布は東列と西列とに分けられる。中生界の層序を考慮にいれると，両列の構造発達史はすでに三畳紀からやや異つている。そして剪断褶曲のていどにも両者に差がある。東列は西列にくらべて変形は概して著しい。東列内のジュラ系においても剪断褶曲は気仙沼地域ではほとんどみられないのに，牡鹿半島では著しい（TOKUYAMA, 1965）（第４図D）。この場所を異にしての変形程度の違いはジュラ紀菊石化石の変形にも良く現われている（HAYAMI, 1961）。この変形の大きい地域と，薄衣礫の“長径”（実際には堆積時のものでなく，変形による）の大きいところとが一致する傾向があるのは興味がある。両者の変形が同じ時におこつたことを示すものであろう。

東列において，牡鹿ではジュラ系が剪断褶曲し，気仙沼ではしていない。すなわち牡鹿の方が構造層準が深い。これらは同一列のものである故，両者の褶曲は同じ時期に形成されたものであろう。したがつて牡鹿の方が同一変形時に，温度が高かつたか，上位に重なる地層が厚かつたのであろう。阿武隈山地東北部ではジュラ系はいうまでもなく，二畳系も剪断褶曲は顕著でない。阿武隈山地東北部で褶曲がおこつたとき，三畳系以上の地層があまり厚くなかつたことを示すものであろう。

南部北上山地においても，西南日本内帯と同じく，大スケールの褶曲の褶曲波面はほぼ水平である。南部北上山地の北部の東・西両端にあたる大船渡・長坂地域において，共にシルルまたはデボン系があらわれていることは，このことを示している。

北部北上山地の中・古生層の褶曲形態はまだ十分に分つていない。しかし杉本（1969）その他によつて明かにされつつある。田老帯東縁では著しく褶曲した下部白亜系陸中層群が，下部白亜系の宮古層に顕著な傾斜不整合で蔽われる。きわめて短期間に生じた変形を示す。北部北上山地の東北縁には上部白亜系久慈層群があり，岩泉地域にもこれに相当する地層がある。更に阿武隈山地の東縁にも双葉層群がある。これらはゆるい褶曲，波曲を示すが，その構造は古第三系と調和的であつて，この変形が古第三系堆積後に生じたものであることは疑いない。

## III 三波川一秩父帯の中・古生層の褶曲

西南日本外帯のうち，四万十帯よりも北の部分は，北の三波川帯と南の秩父帯とに分けられる。秩父帯はさらに北，中，南部に分けられる。南部は三宝山帯に相当する。北部と南部とは一般にほぼ水平またはゆるい傾斜の地質構造をもつのに対して，中部では褶曲の波長は小さく，等斜褶曲が発達する（KIMURA, 1957）。覆瓦状構造やサンドウィッチ構造がここで発達する。また中部には黒瀬川（構造）帯があり，その周辺には各時代の中生界，最上部二畳系（球磨統およびその相当層）が発達する（OGAWA, 1974）。

三波川（変成）帯は秩父帯に漸移する。関東山地では秩父盆地より西の秩父帯北部に，ほぼ水平に分布する二畳系万場層群とこれに整合の三畳系上吉田層群がある。その南の山中“地溝帯”付近ではこれらは波長の小さい褶曲を作る。この褶曲部の東南東延長は武甲山などの石灰岩地帯になる*。武甲山付近の西北西一東南東方向のこの褶曲部の北には，非変成古生層の万場相当層の下位に整合に三波川変成岩類があり，その一部に Jadeite を含む（SEKI, 1960）。これら変成岩類はゆるい構造をもち，かつて大霧山デッケとされた区域を作る。そして万場地域の東方延長部にあたる。大霧山地域はまた南北方向に走る背斜部にあたる（木村，吉田，1973）。すなわち大霧山地域では，背斜部に万場地域にみられる地層よりも下位の変成岩類が地表に現われていることになる。したがつて逆にいえば，万場地域の地下には弱変成の古生層の下に整合に Jadeite をもつ三波川変成岩類があることになる。すなわち三郡一山口帯の場合と同様に，三波川帯と秩父帯とは一括して三波川一秩父帯と呼ぶ方がよい。

しかし例えば四国地方では，秩父帯の非変成中・下部二畳系を北に追跡するといわゆる御荷鉾系に移行する。これはさらに三縄層またはその相当層に移行する（勘米良，1971）。四国中部で清水“構造帯”とされたものは御荷鉾，三縄層間の複背斜軸部に沿う剪断部である。このようにして三波川一秩父帯では，同一層準の地層でも三波川帯の方が秩父帯よりもはるかに強い変成作用を受けている。したがつて三波川変成帯の語を用いることは誤りではない。しかし秩父帯の地下に広く三波川変成岩類が分布することは確かである。

三波川変成岩類は関東山地，紀伊，四国西部などで，きわめて単調な地質構造をもつ。しかし単調とみられる関東山地でも，例えば長瀞などでは層内に顕著な横ぶせ小褶曲がみられる。このようなものが大規模に発達しているのが四国中部である（徳山，1973）。別子鉱山において作られた精細な地質図は未発表であるが，この地域の断面図は第1図Aに示した等斜褶曲部を横ぶせ褶曲にした形のものとなり，全体としてはゆるい背斜・向斜構造を作る。KAWACHI（1963）によつて認められた逆転構造はこの横ぶせ褶曲の中のものであろう。大歩危背斜では，地震探査の結果，地下にP波速度が速い部分が背斜状に横たわることが知られており（杉本，1972），一部の人によって推定されたように大歩危背斜を作る地層全体が大逆転構造を作つている可能性は少い。大歩危，小歩危の厚い砂質岩と，三縄層の主体である凝灰質岩・泥質岩とが非調和褶曲をし，三縄層内に波長の小さい横ぶせ褶曲を生じ，厚い砂質岩が大規模なゆるい褶曲を作つたためにこのような構造ができたとみられる。この非調和褶曲によつてこれらの異なる褶曲層の間に大すべり帯（デコルマ）を生じている**。また別子地域では富郷向斜（五万分之一三島図幅参照）の南側には南フェルゲンツの横ぶせ褶曲が著しく発達するのに対して，その北側には北フェルゲンツの構造がある北フェルゲンツの構造は徳島県下など（OGAWA, 1973）この他の地域でもしばしば認められており，日本の褶曲構造を単純に大陸側からの押し上げ，または南の太平洋側からのアンダースラストだけで説明することはできない。

大歩危背斜などの大スケールの褶曲や，これより小さい横ぶせ褶曲の褶曲軸はほぼ東西である。しかし別子鉱山におけるキースラーガーの落しが北東方向で，これに沿つてリニエーションが発達し，かつこれ

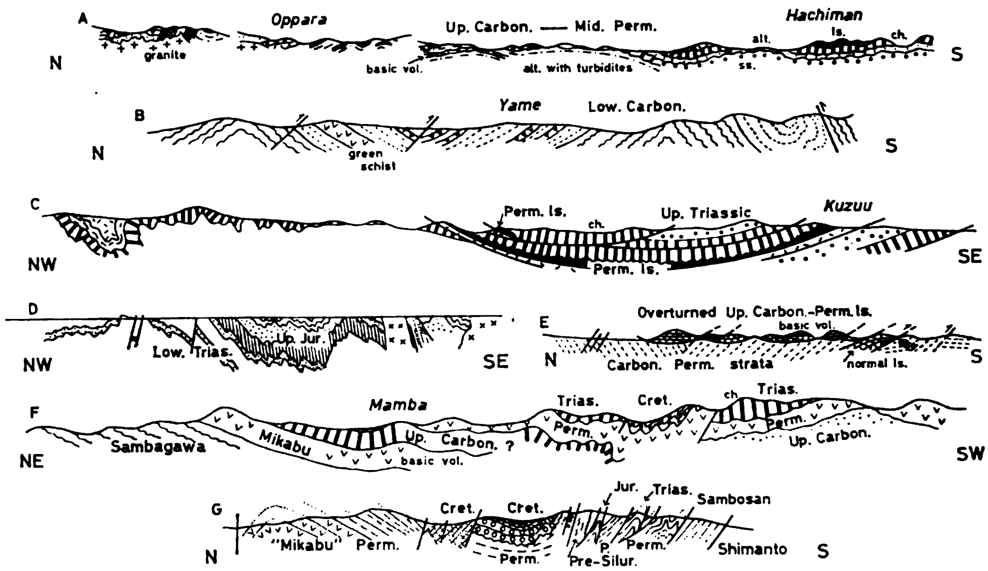
* 井上正澄，東大修論（1974）（英文，邦文にて発表予定）。
** 徳山 明の談話による。

を軸とする小褶曲があることからわかるように，東西性の軸をもつ褶曲の形成前に，すでに異なる方向の小褶曲ができている。同様の関係は四国西端部の佐田岬半島三崎地区でも明瞭に認められる*。そこには東西方向に大背斜があるが，その軸部にある水平層内に，北東の軸をもつ小横ぶせ褶曲がある。

三波川帯と秩父帯とはしばしば漸移するが，所によりその境界部に御荷鉾構造線がある。ほぼこれに沿つて四国西部大久喜鉱山付近には南フェルゲンツの横倒し褶曲がある。いずれにしても御荷鉾線は単一の断層として長く連続して分布するものではない（KIMURA, 1961a）。

**三波川―秩父帯**の中・古生界は一般には流れ―レンズ―曲げ褶曲の構造階層を作るけれども，徳島県下では剪断褶曲，ちりめんじわへき開をもつ流れ褶曲が，レンズ褶曲と流れ褶曲との構造層準の間にはさまれることがある（OGAWA, 1973）。また白亜系内に断層に沿つて局所的にへき開ができることがある。この帯での褶曲は，後で述べるように何回もの地殻変動によつて生じた複合褶曲系を作つており，この複合褶曲系が大局的には流れ―レンズ―曲げ褶曲の系列を作つているのである。

**秩父帯北部**の古生層は小褶曲としては著しい変形を示すにもかかわらず，全般的にきわめてゆるく褶曲する。秩父帯北部の褶曲が非常にゆるいことは関東山地北部の地質によくみられる（五万分之一万場図幅参照）。秩父帯北部または中部の古生層とこの上に不整合にのる下部白亜系とは大構造の上からは調和的である（第4図G）（OGAWA, 1973）。山中“地溝帯”では下部白亜系は下位の古生界と共に著しく波長の短




第4図　日本のいくつかの地域の褶曲
A：西南日本内帯，岐阜県地域（吉田による）．B：西南日本内帯福岡県久留米地域（松本による）．C：葛生地域（西南日本内帯の延長区域），（渡辺その他，柳本などによる）．D：北上山地南部牡鹿半島（徳山による）．E：西南日本内帯秋吉地域（太田らによる）．F：関東山地（西南日本外帯の延長区域），（木村，井上による）．G：西南日本外帯，徳島県地域（小川による）．

い褶曲を作る。この構造は北の万場地区のほぼ水平の古生界と対照的である。上部三畳系または白亜系堆積前に著しい小褶曲ができたにもかかわらず，その褶曲波面がほぼ水平であつたことは間違いない。白亜系と古生界との平行不整合が見出された物部川地域では（小林，井尻，1936），不整合直下のチャート層は白亜系の下に長く追跡できる。このように大構造に着目するか，小構造に着目するかが，白亜系堆積前の

* 神尾重雄，東大修論（1972）

変動を小さくみるか，大きくみるかの分れ目となつたようである。またこのように時期を異にした異る形式の褶曲が存在することは，褶曲がただ一度の造山運動でできたものでないことを示す。また秩父帯での褶曲の階層構造の解析がむつかしいことは，このように幾度かの変形が重なり合つていること，すなわち複合褶曲系が作られていることによつている。

**秩父帯中部**の黒瀬川帯は一つの断層帯ではなく，何列かの構造帯の集合である。その全体の北縁から南縁までをとると数 km 以上の幅をもつている。先シルル系基盤は少くともこの地帯内にあつたものである。秩父帯中部には覆瓦状構造やサンドウィッチ構造などが発達し，褶曲や断層の発達が著しい。OGAWA (1974) は黒瀬川帯にあつた基盤のブロック化とその相対的変位をこの複雑な構造の原因と考えている。

秩父帯中部についても下部白亜系または上部三畳系堆積以前の変形を重視する立場と，軽視する立場とに分れるが，OGAWA (1974) によると、中生代にはいつてからの地盤の動揺は秩父帯北部よりもむしろ中部の方が著しかつたのではないかと思われる。関東山地北部において三畳系が二畳系に整合に重なることはこのことを示している。この点は外帯の延長とみられる南部北上山地の東列，西列の中生界において，西の方が安定であつたらしい (HAYAMI, 1961) ことに似る。

**秩父帯南部**すなわち三宝山帯の構造は中部にくらべると概して単純である。四国中部では三宝山帯は神原谷衝上断層によつてその北辺を限られている。しかし一般には秩父帯中部との境界は必ずしも明瞭でない。そのとき石炭系から二畳系までの地層の変形は一連であつて，この間に変形のギャップは認められないようである。

## IV 四万十帯の褶曲

広義の四万十帯は北側の主として白亜系よりなる狭義の四万十帯と，南部の主として古第三系よりなる瀬戸川帯（中村帯）とに分かれる。ここでは狭義の四万十帯について述べる。四万十帯での構造が良く調べられているのは赤石山地である。ここには二つの大きい複背斜がある (静岡県地質図，1973，参照)。南の方の複背斜軸の南側には流れ—レンズ—曲げ褶曲の系列，北側には流れ—剪断（一部レンズ)—曲げ褶曲の系列がみられる。異る深さの構造層準で生じた構造階層が明瞭に認められることや，このように一つの背斜の両翼に異る褶曲様式が認められることは，褶曲の主要形成時期が地向斜層堆積後であつたことを示す。すなわちサブダクション帯でおこつたと想像されているような堆積中での著しい褶曲運動がおこつたわけではない。

赤石山地のこれら二つの複背斜は南にプランジするので，その軸部の北東部には流れ褶曲がある。流れ褶曲部の上位には所により著しいすべり帯（デコルマ）が発達する (徳山，1972)。

南側の複背斜の両翼で褶曲様式が異ることは，小褶曲の形成時にこの複背斜はすでにある程度できていたと思われる。しかしこれら複背斜軸に沿つて赤石山地が高く隆起したのは第四紀にはいつてからである (KIMURA, 1961)。南側の複背斜軸が西南端部で赤石裂線と斜交するところでは，断層面が東に傾く赤石裂線が凸部を東にむけて彎曲し，東北端部では糸魚川—静岡線と交わるところでは，断層面が西に傾く糸魚川—静岡線が西にむいて彎曲している。これらの断層が複背斜軸部の隆起に伴つて曲げられたと解される。以上のことは，四万十帯で地層が小褶曲を作つたときその褶曲波面はほとんど水平であつたが，後に第四紀になつて複背斜構造が著しくなつたことを示す。秩父帯で古生界は褶曲波面が水平の小褶曲をまず生じ，その後に下部白亜系堆積後は大きく波曲したことによく似ている。

赤石山地以外では四万十帯の構造はまだ良く解析されていない。四国西部では宇和島の陸棚層をとり巻くように地向斜層が分布する。両者は漸移し (棚部，1972)，地向斜層が下位になる。石田財司の未発表データによると，高知県地域では宇和島層群を遠くとり巻くように塩基性海底火山岩類が分布する。西にプランジする大向斜構造があつて，その軸部に宇和島白亜系があるものと推定される。このように赤石山地以外でも四万十帯の構造は基本的にはゆるい褶曲波面をもつものと思われる。

## V　西南日本中軸帯の白亜系の褶曲

西南日本中軸帯では御所浦，姫浦，御船，大野川，和泉などの層群がゆるく褶曲する。四国では石槌山の古第三系は褶曲していないので和泉層群は古第三紀以前に褶曲した可能性がある。しかし天草の白亜系は古第三系と共に褶曲している。古第三紀以後に西南日本中軸帯の部分のみが褶曲した可能性もある。和泉層群はおもに三波川変成岩の北に，大野川層群はその南に分布する。この分布地域の違いは当時の基盤の波曲の位置の違いを示す可能性もある。

## VI　中・古生界の褶曲波面

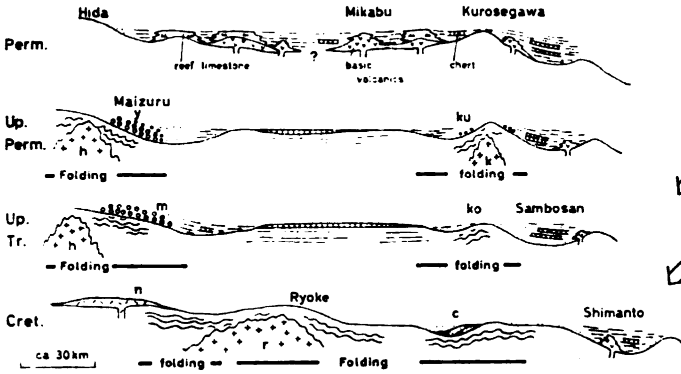
かつて造山帯は大複背斜構造をなすと多くの人によつて信じられてきた。しかし第2図に示されるように，日本の中・古生界の1次褶曲波面はほぼ水平，またはゆるく傾くのみである。領家帯は変成帯であり，かつ造山時花こう岩の迸入する地帯であるので，大複背斜地帯であると考えやすいが，褶曲波面は飛騨帯南縁から領家帯北部に向つてゆるく傾いている。領家帯は決して巨大な複背斜の軸部ではない。領家帯北部や関東山地北部など，領家帯の両側の地域に地向斜層としては上位層の上部三畳系が広く分布することはこのことを良く示している。黒瀬川帯から南は三宝山，四万十，瀬戸川などの地帯にほぼ水平な褶曲波面をもつ部分があり，これらの地帯の境界の大断層によつて大洋側にしだいに落下し，全体として階段状の構造をなすとみられる。

## VII　中・古生界の褶曲と褶曲期

秩父地向斜のユウ地向斜期にも地殻変動があつたことが推定される。飛騨帯の石炭紀の“変成作用”や，木山，黒瀬川帯などに石炭紀，デボン紀などの変成年代が報告されている。これらが褶曲といかなる関係があるかは興味ある問題であるが，ここでは触れない。そてし二畳紀後期から中生代にかけての変動について述べる。

飛騨帯と黒瀬川帯との中間の区域では石炭紀から二畳紀中期にかけて塩基性海底火山活動が著しかつたにもかかわらず，二畳紀後期以後にはほとんど止む。そしてその大洋側の三宝山帯には，より前の時代から継続して，または新に二畳紀後期から三畳紀にかけて塩基性海底火山活動がある。さらに狭義の四万十帯には白亜紀の塩基性海底火山活動がある。これらはそれぞれ飛騨帯の三畳紀の高温型変成作用と花こう岩の迸入，領家帯での白亜紀の高温型変成作用と花こう岩の迸入に対応する。すなわち地向斜で塩基性海底火山活動があるとき，これに近接した地帯に花こう岩の迸入がある（松本，1964)。三畳紀，白亜紀にそれぞれ位置をずらせて三宝山帯，四万十帯の大洋側にサブダクション帯があつたとして，これらは統一的に説明できる（KIMURA, 1973)。これらに応じてまた地殻変動があつた。それが小林貞一による秋吉造山運動，佐川造山運動の系列である。

これらの系列の造山運動はいくつかの褶曲期からなつている。そして一つの褶曲期に生じた褶曲帯の幅は数十 km に満たないほど狭いことがある（第5図)。内帯では上部二畳系最上部，下部三畳系に三角州相があり，下部三畳系は二畳系を傾斜不整合で蔽うところがある。しかし，岐阜県武儀地区や，長野県藪原地区などでの知識をもとにすると，舞鶴帯からわずか数十 km ていどしか離れていない京都付近産の上部三畳系化石（NAKAZAWA and NOGAMI, 1967）を含む地層は二畳紀に整合であろう。山口県西部の美禰層群は上部三畳系のモラッセ相として著名であり（TOKUYAMA, 1962)，三郡変成岩類を不整合に蔽うが，東に数十 km 離れた山口県岩国付近の上部三畳系は地向斜相である（豊原，1974)。西南日本内帯東北端部では下部ジュラ系の来馬層群（小林ほか，1957）はモラッセ相であるが，長野県藪原地域にみられる地層のあるものは，上部ジュラ系菊石（SATO, 1974）を産した愛知県犬山地域の地向斜相状の地層に対比できる。またこれらの地域では二畳紀一ジュラ紀層は少くとも構造的には整合である。二畳紀後期か




第５図　日本における地向斜の発展と褶曲
y：舞鶴帯の地層，ku：球磨層，m：美禰層群，ko：河内ケ谷層群，
n：濃飛流紋岩類，c：秩父帯の白亜系

らジュラ紀中期にかけての地殻変動は舞鶴帯より東の内帯では顕著ではなく，舞鶴帯より西でも領家帯および領家帯に近い区域では著しくない。変動は二畳紀からジュラ紀にかけて三郡—山口帯の北部，飛驒帯において，時と所を変えておこつている。

三波川—秩父帯においても二畳紀後期からジュラ紀中期にかけての変動は，内帯北部ほどには著しくないが，ある程度には認められる。黒瀬川帯近くでの最上部二畳系の発達，上部三畳系の砕屑岩層の存在，下部白亜系と古生界との小構造の差異などはこれを示している。しかし関東山地北部においては三畳系はチャートをもつ地向斜相で，中部二畳系に整合である*。このように二畳紀後期からジュラ期中ごろにかけての変動は内帯北部と黒瀬川帯付近とで著しかつたのに対して，内帯南部，外帯北部では変動はほとんど認められない。また三宝山帯でも変動は認められない。

内帯南部や外帯北部の地域や南部北上山地において変動が著しかつたのはジュラ紀後期または白亜紀になつて領家帯に変成作用がおこり，内帯や北上山地に花こう岩の迸入があつたときである。この時期には黒瀬川帯付近でも変動は著しい。この時期の変動は，大賀，大島，佐川時階，その他の不整合にあらわれた多数の変動の複合であつて，それらが時と所とを変えておこつていることは，二畳紀後期—ジュラ紀中期の変動と同じである。

白亜紀の変動地域の構造区分は，二畳—ジュラ中期のそれと一致しなかつたかも知れない。既に他の機会に述べたが（KIMURA, 1974）三波川帯または秩父帯北部の岩相によく似た地層が九州西部の竜峯山帯や阿武隈山地南部にあり，これらは三波川型ではなくて，領家型の変成作用を受けている。四国中部では中央構造線と黒瀬川帯との中間地帯の幅はきわめて広く数十kmもあるのに，九州西部の八代付近では両者はほとんど接近しており，黒瀬川帯のすぐ北に領家帯に属する竜峯山帯（かつての秩父帯北部？）がある。また黒瀬川帯に近接して発達することが多い上部二畳系球磨統に相応する地層が，領家変成岩類のすぐ北側に水越層として存在する。古生代から三畳紀にかけてほぼ東西に延びていた黒瀬川帯，上部二畳系分布区域，秩父帯北部の帯状分布地域に対して，白亜紀の領家変成帯が斜交して東北東—西南西に生じたために，九州西部では秩父帯北部までも領家型変成作用を受けたとすると上のことが良く説明できる。和泉層群が三波川変成岩の北に分布するのに対して，九州東部の上部白亜系大野川層群が同変成岩の南に分布することも，白亜紀における構造が，古生代—三畳紀のそれと斜交することを示すものであろう。

三畳紀に太平洋側にあつた三宝山帯は，地層の堆積中に著しい変動を受けなかつたように，白亜紀に太

* 井上正澄，東大修論 (1974)

平洋側にあつた四万十帯も地層堆積中の著しい変動は受けていない。三宝山，四万十帯に地向斜があつたとき，それぞれの太平洋側にはサブダクション帯があつたと考えられる。何故それに最も近かつた三宝山，四万十帯の堆積物にその時の変動の証こが残されておらず，それよりも大陸側の部分に変動が著しかつたのか。また二畳紀から三畳紀にかけて，南側に位置する黒瀬川帯付近と，ずつと北の三郡—山口帯北部とに変動があつたとき，その中間の内帯南部と外帯北部の地域に何故変動の証こが残されていないのかは興味ある課題である。

三宝山帯や四万十帯の変動がいつどのようにしておこつたかも未解決の問題である。赤石山地では瀬戸川層群の堆積前すなわち始新世より前に四万十層群の小褶曲は終つている。紀伊中部では褶曲した四万十層群は始新統中奥層（志井田，1962）に不整合に蔽われる。四万十帯の延長とみられる北部北上山地の田老帯では四万十帯と異なり地向斜期は白亜紀前期で終つている。そして最下部白亜系陸中層群は下部白亜系宮古層に著しい傾斜不整合で蔽われる。中生代の変形ではないが，四万十帯に似た堆積・変形環境をもつ瀬戸川帯では，紀伊の牟婁帯において古第三系は著しい傾斜不整合でもつて田辺その他の中新統に蔽われる。このように四万十帯のように太平洋側にできた二次地向斜では，褶曲はきわめて短期間におこなわれ，しかも小さい波長をもつ等斜小褶曲構造を作つている。これは内帯や外帯北部での中生代の変形が，その形成に長い期間を要したのと対照的である。

このようにして四万十帯では比較的短期間に褶曲を生じており，それ以後の変形の積み重ねが少い。そのために赤石山地におけるように構造階層の解析が比較的容易におこなわれたのである。一方三郡—山口帯，三波川—秩父帯では，とくに各時代の変形の積み重ねがもつとも複雑な秩父帯では，構造階層の解析は困難である。このうち舞鶴帯よりも東の三郡—山口帯は変形の積み重ねが比較的少い。そしてそこでは流れ—レンズ—曲げ褶曲の構造階層がきわめて明瞭に認められる。

## 結　論

（1） 日本の中・古生界は第4図にそのおもなものを示したように，露頭では著しく急傾斜した地層からなるように見える場合でも，大局的にはゆるい褶曲波面をもつ。大きな複背斜の形成によつて弧状列島が作られたわけではない。

（2） 三郡—山口帯，三波川—秩父帯での褶曲は何度もの褶曲運動を受けた結果生じた複合褶曲系を作る。とくに秩父帯中部の黒瀬川帯周辺では褶曲の積み重ねは顕著である。舞鶴帯より西の三郡—山口帯南部，舞鶴帯よりも東の三郡—山口帯では褶曲の積み重ねの程度は小さい。

三宝山，四万十帯においては重要褶曲期は短期間であり，かつ波長の小さい等斜褶曲の形成が著しい。これらの地帯では褶曲の積み重ねの程度は小さい。

（3） 新旧二つの地層群があるとき，古い地層群にまず水平の褶曲波面をもつ等斜小褶曲を生じ，後に新しい地層群と共にその褶曲波面が褶曲することがある。この際小構造に着目するとき二つの地層群の間に著しい傾斜不整合があるとされる場合でも，大構造に着目すると両者の関係は平行不整合となる。秩父帯における古生界と下部白亜系とはこのような関係にある。

（4） 三畳紀には太平洋側に，堆積中に変形が著しくなかつた三宝山帯（a），その大陸側に順次に，やや変形が著しかつた黒瀬川帯付近（b），変形がほとんどなかつた秩父帯北部，領家帯（北部），三郡—山口帯南部（c），変形が著しかつた三郡—山口帯北部，飛驒帯（d），というように，褶曲変形が著しかつた所と著しくなかつた所とが交互に配列する。このような分布は三宝山帯の太平洋側にあつたとみられるサブダクション帯の大洋プレートの動きに伴う圧縮だけではこれらの地帯の褶曲を説明できないことを示す。同様に白亜紀においても，日本列島主部で地殻変動が著しかつたとき，太平洋側にあつた四万十帯では，地層の堆積中には著しい褶曲はおこらなかつた。

## 引用文献


ADACHI, M. (1971) : Permian intraformational conglomerate at Kamiaso. *J. Geol. Soc. Japan*, vol. 77, p. 471-482.

ASADA, T. and ASANO, S. (1972) : Crustal structures of Honshu. *The Crust and Upper Mantle of the Japanese Area*, Pt I, *Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, p. 45-55.

藤本治義，鹿沼茂三郎，猪郷久義 (1962)：飛驒山地の地質研究—飛驒山地の上部古生界について—, p. 44-70.

藤吉　瞭 (1973)：富山県立山川（早月川上流）地域のひだ変成帯．地質，vol. 79, p. 761-770.

HAYAMI, I. (1961) : Successions of the Kitakami Jurassic. *Jap. J. Geol. Geogr.* vol. 32, p. 159-204.

勘米良亀齢 (1971)：日本の古生代・初期中生代地向斜火山活動史．地質論集，No. 6, p. 97-110.

KAWACHI, Y. (1963) : Large scale overturned structure in the Sambagawa metamorphic zone in central Shikoku. *J. Geol. Soc. Japan*, vol. 74, p. 606-616.

河合正虎 (1964)：五万分之一根尾図幅．地質調査所.

KIMURA, T. (1957) : The geologic structure and the sedimentary facies of the Chichibu group. *Sci. Pap. Coll. Gen. Educ. Univ. Tokyo*, vol. 7, p. 243-272.

——(1960) : On the geologic structure of the Paleozoic group in Chugoku. *Sci. Pap. Coll. Gen. Educ. Univ. Tokyo*, vol. 10, p. 109-124.

——(1961) : The Akaishi tectonic line. *Jap. J. Geol. Geogr.*, vol. 32, p. 119-136.

——(1961 a) : The lateral faulting and geologic structure of the eastern part of Southwest Japan. *Jap. J. Geol. Geogr.*, vol. 32, p. 317-330.

——(1968) : Some folded structures and their distribution in Japan. *Jap. J. Geol. Geogr.* vol. 39, p. 1-26.

——(1973) : The old 'inner' arc and its deformation in Japan. *The Western Pacific*. p. 255-273.

木村敏雄 (1974)：岩石の変形と地質構造．科学，vol. 43, p. 738-744.

KIMURA, T. (1974) : Ancient margins of Japan. *The Geology of Continental Margins* (in press).

木村敏雄，佐藤　正，徳山　明 (1966)：小地質構造．鉱山地質，vol 16, p. 192-203.

木村敏雄，吉田鎮男(1973)：東北日本の新第三系の基盤の構造．東北地方第三紀地殻変動総研報告(北村　信), p. 1-7.

KOBAYASHI, T. (1941) : The Sakawa orogenic cycle. *J. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, vol. 5, p. 219-579.

小林貞一，井尻正二 (1936)：土佐国高知地方の中生層の層序と構造．地学雑，vol. 48, p. 413-427.

小林貞一ほか(1957)：来馬層群．地質，vol. 63, p. 182-194.

KOIKE, T. et al (1971) : Contribution to the geological history of the Japanese Islands by the conodont biostratigraphy. *J. Geol. Soc. Japan*, vol. 77, p. 165-168.

小池敏夫ほか (1971)：栃木県葛生付近の栃木層群産コノドントと衝上断層の発見．地質，vol. 77, p. 221-222.

松本達郎 (1964)：地向斜火成活動の時期について．九大理研報，地質，vol. 7, p. 149-159.

——，野田光雄，宮久三千年 (1961)：九州地方——，日本地方地質誌.

MIZUTANI, S. (1964) : Superficial folding of the Paleozoic system of central Japan. *J. Earth Sci. Nagoya Univ.* vol. 12, p. 17-83.

NAKAZAWA, K. (1958) : The Triassic system in the Maizuru zone. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B*, vol. 24, p. 265-313.

中沢圭二，野上裕生 (1958)：京都大江町河西付近の中・古生層，地質，vol. 64, p. 68-77.

NAKAZAWA, K. and NOGAMI, Y. (1967) : Problematic occurrence of the Upper Triassic fossils from the Western Hills of Kyoto. *Mem. Coll. Sci. Kyoto Univ.*, vol. 34, p. 9-22.

OGAWA, Y. (1973) : Tectonic development of the Chichibu terrain in eastern Shikoku. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, vol. 18, p. 475-506.

——(1974) : Stratigraphy and paleogeography of the Chichibu terrain in the eastern Shikoku. *Proc. Inst. Nat. Sci. Nihon Univ.*

OTA, M. (1968) : The Akiyoshi limestone group. *Bull. Akiyoshidai Sci. Mus.* no. 5, p. 1-44.
太田正道ほか (1973) : 秋吉石灰岩層群における逆転構造の再検討. 地学雑, vol. 82, p. 115-135.
SATO, T. (1974) : A Jurassic Ammonite from near Inuyama, north of Nagoya. *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan.* (in press).
SEKI, Y. (1960) : Distribution and mineral assemblages of jadeite-bearing metamorphic rocks in Sambagawa metamorphic terrains of central Japan. *Sci. Rep. Saitama Univ. Ser. B.* vol. 3, p. 313-320.
SHIBATA, K. et al (1970) : Rb-Sr geochronology of the Hida metamorphic belt. *Canadian J. Earth Sci.* vol. 7, p. 383-1401.
志井田　功 (1962) : 紀伊山地中央部における秩父累帯および日高累帯. 名大教養紀要, no. 6.
杉本幹博 (1969) : 北上外縁帯, 岩手県小本・田野畑地域の中生層. 東北大地質古生物邦文報, no. 70.
杉本卓司 (1972) : 四国中央脊梁山地における結晶片岩の岩盤速度と地質構造. 地質工学, no. 8, p. 111-114.
棚部一成 (1972) : 宇和島地方の白亜紀層. 地質, vol. 78, p. 177-190.
TOKUYAMA, A. (1962) : Triassic and some other orogenic sediments of the Akiyoshi cycle. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, vol. 13, p. 379-469.
——(1965) : Faltungsstockwerke in der Ojika-Halbinsel. *Sci. Pap. Coll. Gen. Educ. Univ. Tokyo*, vol. 15, p. 217-236.
徳山　明 (1971) : 中国地方東部の二畳系とその変形. 地質論集, no. 6, p. 21-32.
——(1972) : 静岡県地域の基盤地質構造の問題点(1). 静大. 教育研報, no. 23, p. 67-83.
豊原富士夫 (1974) : 山口県東部玖珂層群および領家変成岩類の時代. 地質, vol. 80, p. 51-53.
柳田寿一ほか (1971) : 秋吉台北東部の地質. 九大理研報, vol. 11, p. 105-114.
柳本　裕 (1973) : 栃木県葛生地域の中・古生層の層序と地質構造. 地質, vol. 79, p. 441-451.
YOSHIDA, S. (1969) : Structural analysis of the Paleozoic system in northeastern Tamba. *Jap. J. Geol. Geogr.* vol. 15, p. 25-40.
——(1972) : Configuration of Yamaguchi zone. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, vol. 18, p. 371-429.

(1974年4月15日受理)

地学雑誌 83, 3 (1974)

# *Gryphaea* 問題にみる古生物学の進歩

速　水　格*

## Progress of Paleontology as viewed in "*Gryphaea* Problem"

Itaru HAYAMI

**ABSTRACT**

The phylogeny and mode of evolution of a Liassic oyster *Gryphaea* have been studied by many European and American outstanding evolutionists since TRUEMAN's (1922) classical interpretation of its morphological change. For these fifty years many useful ideas and methods in the study of morphogenesis, biometry, autoecology and functional morphology were introduced into paleontology through this material. In this report some of these works are reviewed and evaluated, and what is suggested to general evolutionary paleontology is considered.

## I はしがき

進化学上有名な古生物にはいろいろのものがあると思う。北西ヨーロッパのジュラ紀前期の地層に多産する *Gryphaea* はその著例で，進化系列を直接的に示す素材としてかなり古くから多くの学者の注目をひき，繰り返し研究されてきた。*Gryphaea* はきわめて特異な形状を示す二枚貝で，相当数の標本が日本にもたらされており，いくつかの日本の古生物学書・進化学書にも研究が紹介されているので，知る人も多いと思う。しかし，紹介の多くは初期の"定説"の引用であり，近年の研究については必ずしもよく知られているとはいえない。近年のように研究の多様化と専門化が進むと，専門外の分類群での話はタクサの名称を聞くぐらいで，なぜ重要なのか自分で調べてみるだけの余裕がない場合が多いようである。しかし，*Gryphaea* がこれほど多くの著名な学者によって研究・論議されたのは，この素材が単に中生代二枚貝の一分類群内の問題に止まらず，進化生物学一般につながる多くの示唆を含んでいるからであろう。最近の先端的な古生物研究の技法はまだ *Gryphaea* の研究に大きな影響を与えるにはいたっていないし，今後 *Gryphaea* がどれだけ新しい研究の素材となるかはわからない。ただ，*Gryphaea* の研究史にはこの50年間の古生物学の流れ，特に進化の考え方の変遷がある程度集約された形で表現されていることは確かである。このようなわけで，*Gryphaea* 問題に関する主要な研究を学史的に紹介して，変遷の傾向をまとめると共に，この研究史がわれわれに何を示唆しているか考察してみたい。

本論に入る前に二つほど予備知識を提供しておく。その一つは問題の *Gryphaea* が産出する北西ヨーロッパのジュラ紀初頭の化石層序で，これは上位から下位に向って次のようになっている。

Pliensbachian 階
- *Pleuroceras spinatum* 帯
- *Amaltheus margaritatus* 帯
- *Prodactylioceras davoei* 帯
- *Tragophyllocras ibex* 帯
- *Uptonia jamesoni* 帯

* 東京大学総合研究資料館 The University Museum, The University of Tokyo




第1図 *Gryphaea arcuata* LAMARCK
英国 Gloucestershire の下部ライアス (Sinemurian)産 九州大学
理学部地質学教室所蔵標本 a：右側 b：後側 ×1

| | |
|---|---|
| Sinemurian 階 | *Echioceras raricostatum* 帯 |
| | *Oxynoticeras oxynotum* 帯 |
| | *Asteroceras obtusum* 帯 |
| | *Euasteroceras turneri* 帯 |
| | *Arnioceras semicostatum* 帯 |
| | *Arietites bucklandi* 帯 |
| Hettangian 階 | *Schlotheimia angulata* 帯 |
| | *Psiloceras planorbis* 帯 |

このそれぞれの帯(zone)が英国では2ないし4の亜帯(subzone)に細分されている。問題の *Gryphaea* の進化系列が追跡できるのは，当初は *planorbis* 帯から *bucklandi* 帯までといわれていたが，現在では *angulata* 帯から *spinatum* 帯におよぶといわれている。

次に *Gryphaea* の分類学上の取り扱いについて簡単に触れておきたい。この二枚貝は広い意味でのカキ類(Oysters)に属していて，最近の分類では Pterioida 目，Ostreina 亜目，Ostreacea 上科に含められる。STENZEL(1971)は *Gryphaea* はカキ類の中では最も古い分類群の一つであつて，*Exogyra* や *Pycnodonte* などと共に Ostreidae とは独立の科 Gryphaeidae を構成するとしている。問題の中心になる *Gryphaea arcuata* LAMARCK は *Gryphaea* の模式種である(ICZN, Opinion 338)。典型的な*Gryphaea* は特異な形状を呈し，左殻が強くふくれて螺管状になるが，右殻は扁平で小さく巻貝の蓋のようである。現生のカキ類ほどではないにしても，形状の個体変異はかなり著しい。成貝は固着物から離れて泥底に生活していたらしく，左殻の殻頂部に小さな固着面がある。類似の形態を示すカキ類がジュラ紀から第三紀にかけて繰り返し出現している。あるものはジュラ紀前期の真の *Gryphaea* の子孫らしいが，まつたく系統が異なるにもかかわらず著しく見かけの類似を示す種も多く，その区別は専門家でないと難しい。*Gryphaea* 型のカキ類は見かけの類似 (homoeomorphism)，反覆進化 (iterative evolution) や適応形態 (adaptive morphology) の好例としても注目をひいている。

後述するように *Gryphaea* の進化に関する研究は，19世紀に行なわれた LAMARCK, J. SOWERBY, GOLDFUSS らの記載的研究や今世紀初頭の DOUVILLÉ, KITCHIN による系統の予察を別とすれば，1922年の TRUEMAN の仕事に始まるといつてよい。TRUEMAN の示した進化系列は多くの学者に注目され，進化の好例として多くの著述に引用された。しかし，それ以後 *Gryphaea* に関する新資料の追加，進化機構や種の概念の変遷，統計方法の進歩があり，SWINNERTON, WESTOLL, GEORGE, HALLAM, JOYSEY, PHILIP ら主として英国の有力な学者による研究があいつぎ，意見が百出した。最近では STENZEL, GOULD ら米国の学者もこの問題について活発に見解を述べている。また，C. H. WADDINGTON, G. S. CARTER, G. G. SIMPSON, J. B. S. HALDANE, B. KURTÉN ら高名な進化学者・脊椎動物学者・遺伝学者の著述の中にも *Gryphaea* が取り上げられて論評されているのは，この化石がいかに広い範囲の学者の興味の対象になつているかを示すものである。

## II　1920～40年代の研究

(定向進化・反覆発生による解釈)

**A. E. TRUEMAN** (1922)

この論文は有名なわりに短篇で，TRUEMAN としては比較的気軽に考えを述べたものらしい。しかも標題にあるように，この著作は英国のジュラ系の地層対比に *Gryphaea* の形態変化を利用しようとしたもので，むしろ層位学的な見地で書かれている。それにもかかわらずこの論文が広い範囲の学者に注目されたのは，実際に地層の順序に従つて一つの進化系列における方向性を持つた形態変化が認められるとしていることにある。また，学史的にみると，これは定量的(現在からみれば半定量的であるが)に化石の形態を解析した最初の著作でもあつた。

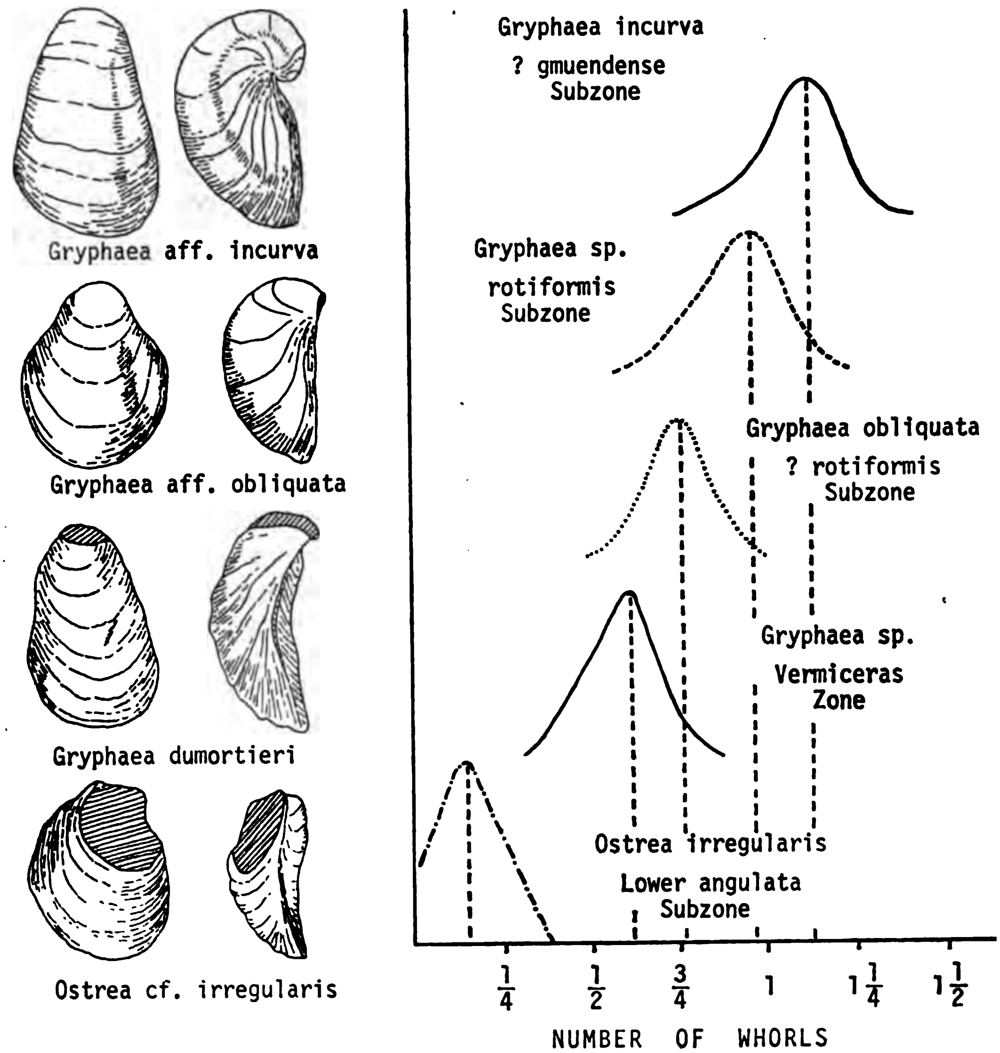
この研究は *Gryphaea* 類の分類学的総括を目ざしていた F. L. KITCHIN が数年間にわたつて採集した標本に基づいている。TRUEMAN は英国の *planorbis* 帯の *Ostrea liassica**, *angulata* 帯下部の *Ostrea* cf. *irregularis**, その上部の *Gryphaea dumortieri***, *Gryphaea* aff. *obliquata*, *bucklandi* 帯の *Gryphaea incurva**** が単一の進化系列をなすと考え，形態変化に次の方向を認めた。

1) 左殻の巻き数が1巻き半になるまで増加する。
2) 固着面が次第に狭くなる。
3) 左殻が重厚になる。
4) 左殻後部に溝を生ずる。
5) 殻が次第に大きくなる。
6) 初期の種にみられる殻の捩れは後期の種では殻頂部に限られてくる。

TRUEMAN は *Gryphaea* には他にいくつかの系列があつて，いずれも *Ostrea irregularis* 様の平らなカキ類から平行的に派生したと考えた。しかし，上記の種については多元性を示すような証拠はなく，地層対比に使うのにこれ以上に条件のそろつた進化系列は知らないと言い，多数の(例えば100以上の)個体に基づいて巻き数やらせんの角度を定量的に調査すれば，アンモナイトの出ない地層であつても，帯・亜帯が決定されうるとした。

この論文では簡潔に種の定義を行なつているが，進化の機構についても触れていてこれが後年問題になつた。彼が言うには，左殻の巻きはその殻頂が上方から蓋のような右殻を押えつけて殻が開けなくなるまで定向的に強くなつていつた。殻の開閉が不能になる時が進化の限界で，末期の *Gryphaea* のある個体は大きくなると左殻の腹縁が逆にそり返ることによつてこの災難を免かれている。もし進化が自然選択に

* 現在では *Liostrea* 属に含める。
** 現在では *Liostrea irregularis* の変異型とする。
*** 現在では *Gryphaea arcuata* の異名か亜種とする。




第2図　TRUEMAN の推定した *Gryphaea* の進化系列と巻き数の変化 (TRUEMAN, 1922 より)

よつて起るのであれば，必然的に絶滅に導かれるような方向性を持つこの進化系列はどう説明したらよいのだろうかと言つている。つまり，TRUEMAN は *Gryphaea* は過度の発達を遂げた系列で，その形態変化は生物内部の力による定向的で非適応的な進化であり，自然選択説では解釈できないという立場をとつた。後年彼の書いた "The meaning of orthogenesis" という論文にもこのことが述べられている。

**M. PFANNENSTIEL** (1928)

*Gryphaea* は英国以外にもパリ盆地や南西ドイツのライアス下部に多産するので大陸でも研究が少なくない。PFANNENSTIEL はドイツの材料に基づいて TRUEMAN の結論を追試した。その結果，彼は左殻の巻き数が増加する一般的傾向を認めたが，その平均値は上位に行くに従つて必ず増加するとは限らず，ある程度ふらつくこと，同じ層準にあつても産地により異なることを見いだした。彼はその原因を産地の

で殻の大きさが異なることと層相が異なることに求めている。

**L. Schäfle** (1929)

Schäfle は南西ドイツの中下部ジュラ系のカキ類を研究して立派なモノグラフを書いたが，同時に *Gryphaea* の産出状況を調査してこの二枚貝の起源を追求した。彼は Trueman の進化系列にいささか疑問を持つていたらしく，少なくともドイツでは両者の漸移関係は認められないと述べ，*Gryphaea arcuata* は西ヨーロッパの多くの地域で *angulata* 帯に突然出現して急速に発展したと結論した。彼は *angulata* 帯の下位にこの種の直接の祖先を見つけることができなかつた。また，*Gryphaea* の左殻内側（特に殻頂部）には厚い葉状の殻質が沈積するが，これはあたかも“おきあがりこぶし”のおもりのような役割を演じたと考えた。このように Schäfle は現在からみると重要な観察をかなり早い時期に行なつていたのであるが，英国では意外に問題にされなかつた。これは Trueman の進化系列があまりにも見事に当時の古生物学者の期待と合致していたためらしい。

**F. Zeuner** (1933)

Zeuner は *Gryphaea* の殻を流水下の細粒の底質の上に置いて観察したところ，左殻が下になり，その最大長がほぼ水平になる位置で最も安定することを知つた。これは古生物の生活時の体位を実験によつて推定した最も早い時期の研究であろう。堅い底質や長い期間の固着生活を想定すると別の生活様式の解釈も生まれる（例えば Westoll, 1950）が，現在では Zeuner の復元はほぼ正しいと考えられている。

**H. H. Swinnerton** (1939, 1940)

この二つの論文は当時英国の古生物学の権威でロンドン地質学会の会長をも勤めていた Swinnerton が行なつた講演の記録である。進化古生物学の方法論一般を論じたものであるが，この中で Trueman のデータに彼自身の観察も加えて *Gryphaea* を素材として研究方法や進化の機構について見解をまとめている。彼は Trueman の系列に対して疑いを持たず，むしろその上に立つて議論を進めた。ドイツの古生物学者 Brinkmann と同様に生物は徐々に形態を変えてある方向に進化するという連続観が底流にあつて，いわゆる phyletic gradualism の代表的な見解と受取ることができる。また，当時発達してきた遺伝学的進化論を一部に取り入れようと努力していることは注目される。しかしその反面誤解も少なくない。例えば，*Gryphaea* は主として“突然変異”で進化したと仮定して，殻の大きさの頻度変化をパーセントで表わし，実験的に知られたショウジョウバエの眼色の変化と比較して突然変異率の大きさを論じている。これは彼のいう“単位形質”と対立遺伝子の対応関係を1対1と考えた結果によるもので，明らかに議論の飛躍がある（体の大きさのような量的形質にはふつう多数の対立遺伝子と環境因子が関与する）。その反面，自然選択の効果についてはほとんど触れられていない。彼は *Gryphaea* の左殻の殻頂部にある小さな固着面は痕跡的で機能的な意味はないとも言つたが，Cox (1952) らはこの考えには反対で，やはり幼期の固着生活を示す証拠と考えている。

このように Swinnerton の一連の報文には現在からみて妥当でないと思われる点があるが，*Gryphaea* と現生 *Ostrea* との比較研究を実施し，古生物の変異の研究が重要であると説き，個体発生を詳しく観察して従来の機械的な反覆発生の概念をより柔軟なものに修正するなど，古生物学一般に通ずる多くの重要な指摘を行なつているのはさすがである。

**R. M. McLennan and A. E. Trueman** (1942)

この研究ではスコットランドの Loch Aline 地方から産出した *Gryphaea arcuata* の形態・個体発生の変異が測定値に基づいて検討されている。Trueman (1922) のグラフがごく概念的であつたのに対して，この論文では記述がより厳密で統計方法の上で著しい改善がみられる。現生カキ類の個体発生をあわせて研究し，固着面の大きさやその後の殻成長は固着する地物の形状や大きさに強く支配されることから，幼期の *Gryphaea* の形態が変異に富む現象を説明した。

このように1922年に TRUEMAN が推定した *Liostrea irregularis* から *Gryphaea arcuata* にいたる系列は，一部に SCHÄFLE のように疑問を持った学者はあつたにしても，連続的な形態変化を化石の記録に期待する人々の受け入れるところとなり，定説視されるようになつた。当時は *Gryphaea* の研究者に限らず多くの古生物学者は定向進化説を支持していた。少なくとも，古生物学者の中に TRUEMAN の系列や進化機構の考え方に直接の反証を提出した人はいなかつた。また，この頃にはすでに BÖHM (1903), KIPARISOVA (1938) らによつて北極区の上部三畳系に *Gryphaea* が産出することがわかつていたのであるが，多くの学者はライアスの *Gryphaea* の祖先を同じ北西ヨーロッパの直接下位にくる地層中に求めていたのである。しかし，この時期の研究を通観するとき，戦後になつて発展する古生物の新しい研究方法や有効な概念の芽生えも認めることができるのは興味深い。

## III 1950～60年代の研究
### （自然選択による解釈と系統に関する論争）

**T. S. WESTOLL** (1950)

WESTOLL は化石における成長の研究につきいくつかの問題点をあげたが，その中で *Gryphaea* の生活時の体位を主として SWINNERTON のデータに基づいて論じている。TRUEMAN の進化系列を信じていた彼は，固着面が狭くなりらせん角が大きくなるにつれて同じ大きさのカキ類でも体位がかなり変化してくる様子を概念図で示した。彼のように長い期間の固着生活を仮定すると，*Gryphaea* は殻の最大長をほぼ垂直方向に保持した時期があつたことになるが，この復元はその後の研究ではほとんど支持されていない。WESTOLL のより重要な指摘は *Gryphaea* が未固結の海底に完全に適応した生物で，この系列の形態変化を定向進化で解釈する立場に異議を唱えたことである。彼は過度の密巻は有害であつたとしても巻き数の増加は自然選択によつて起つたと考えたのである。

古脊椎動物学者の SIMPSON (1953) や遺伝学者の HALDANE (1956) も同様に自然選択による解釈を支持し，「殻が開きにくくなるのは老期だけの現象で，これが絶滅の直接の原因になつたとは考えにくい。*Gryphaea* の個体の多くは環境によく適応し，“自然死” したと考えられる」といつた意味のことを述べている。

**T. N. GEORGE** (1956)

1954年春に英国の Systematics Association が主催したシンポジウム「古生物学における種の概念」は大きな影響を広範囲の古生物学者に与えたことで学史の上で特筆される会合であつた。この講演録 (SYLVESTER-BRADLEY 編) は1956年に出版されたが，その中でも *Gryphaea* はしばしば考察の題材として登場する。特に，GEORGE はこのシンポジウムのまとめとして，TRUEMAN の *Liostrea-Gryphaea* 系列を実例にあげて biospecies, chronospecies, morphospecies の関係を論じている。彼はこの系列を構成する “4 種” が全体として一つの時間的クライン (chronocline) をなし，その区分は便宜的にしか行なえないとした。TRUEMAN, SWINNERTON のデータを整理しなおして，*angulata* 帯から *bucklandi* 帯にかけて六つの時間面における巻き数の頻度分布曲線を図示し，曲線のモードが時間の経過と共に側方にずれていくことを示した。曲線に重複部分が多いことから，この系列は1種あるいはぜいぜい2種とするのがよかろうとしている。彼の頻度分布曲線はいずれも巻き数の少ない方に長く尾を引き非対称である。サンプルに幼期個体が混在していると当然このような傾向が出ると思われるが，その影響については考慮されていない。

**A. HALLAM** (1959 a)

これまで “定説” となつていた TRUEMAN の進化系列をオリジナルな資料に基づいて否定し，論争の発端となつた論文である。HALLAM は新資料を検討した結果，*Liostrea-Gryphaea* 系列が英国の化石層序に直接示されているという考えに強い疑問を持つにいたつた。まず，左殻の巻きが時間と共に強くなる

という点であるが，TRUEMAN は巻き数と殻の大きさとの関係を考慮していないと指摘した。*Gryphaea* は成長に伴つて巻き数が増加するから，成長段階の不揃いなサンプルについて巻き数の頻度曲線の変化を示すだけでは十分な根拠とはならないと言うのである。この問題を解決するにはその関係を2変量解析で扱うほかはないと考え，右殻の高さ(P)と殻表に沿つて測定した左殻の高さ(R)の関係を相対成長の解析手段を用いて検討した。ほぼ同層準と考えたいくつかの産地から得られた標本をまとめて，*angulata* 帯，*bucklandi* 帯，*semicostatum* 帯をそれぞれ代表するものとし，この三つのサンプルの間では巻きの程度に関してはほとんど相違がないとした。この判定は従来の記述統計学的な研究とは異なり，KERMACK and HALDANE (1950) らによつて開発された reduced major axis を用いる推計学的方法によつている。生物測定学上の問題はさておき，彼の結論はこうである。*Liostrea* から *Gryphaea* への進化系列は英国では追跡できない。固着面の大きさにしても巻きの程度にしても両者の間には判然とした相違がある。*Gryphaea arcuata* は *angulata* 帯上部に突然現われて生態的に *Liostrea* を置きかえたが，それ以後に巻き数が増加した事実はない。殻の大きさが増しただけである。TRUEMAN が中間型と考えた *Gryphaea dumortieri* は *Liostrea irregularis* の変異型に過ぎない。

**P. C. SYLVESTER-BRADLEY** (1959)

*Gryphaea* が中生代のいろいろな時期に *Liostrea* あるいは *Catinula* から派生した多元的な分類群で反覆進化の好例であること，この形態変化は適応的なもので種が分化する際に急速に（しばしば一つのアンモナイト帯ぐらいの短い時間内に）起る現象であることを述べた。ライアス下部の *Liostrea-Gryphaea* はその例にあげられている。

**K. A. JOYSEY** (1959)

JOYSEY はこれまでの *Gryphaea* の研究が反覆発生，定向進化，種の概念の議論に大きな影響を与えていることを重視し，今後の研究を期待して，努めて客観的な立場から評論を書いた。主なコメントは次の通りである。

TRUEMAN (1922) は統計を化石の研究に用いた先駆者であるが，統計学の進歩した現在では事実の認識と結論について再考すべき段階に来ている。従来の研究では成長に伴つて巻き数が増えることを考慮していない。また，*Gryphaea* の左殻の巻きかたを等角らせんに近いとしながら，らせん角の成長に伴う変化を系統推定の根拠にするといつた矛盾をおかしている。*Gryphaea* の固着面の大きさは幼期で死んだ個体と老成した個体の間で異なるといわれるが，これは自然選択の影響を考察する手がかりとなろう。左殻の巻きによつて閉じこめられたように見える個体はそれほど多くなく，殻が厚くなるにつれて蝶つがいは殻頂から離れていくから，大部分の個体は別の原因で死亡したと考えなければならない。

進化機構について明確な見解を示してはいないが，方向性のある進化は選択によつても起りうるという WESTOLL, SIMPSON の定向選択の学説を引き合いに出していることなどから察すると，定向進化説による解釈には明らかに反対の考えを持つていた。

なお，JOYSEY は原稿提出後に HALLAM (1959 a) の新説を知つたらしく，追記にこれを紹介して次のような意見を述べている。HALLAM がいくつかの産地の標本をあわせて統計したのは望ましい方法ではない。地理的変異は無視できるとしているが，これを裏づける証拠はない。異地の標本をあわせて統計するのはいたずらに変異の幅を増すだけで，相異を不明確にするだけである。固着面の大きさは左殻の殻縁に沿つた高さを測定する時に問題になる。HALLAM はこれは非常に小さいとしたが，SWINNERTON によればこれは一般に 2 mm よりも大きく簡単には無視できない。*Liostrea* と *Gryphaea* の系統関係はヨーロッパ以外の地域でどうなつているか調査した上で判断するのがよかろう。

**H. H. SWINNERTON** (1959)

HALLAM (1959 a) の新説に対する批判である。HALLAM は現在でこそ英国の古生物学を背負つて立つ指導者の一人であるが，当時はまだ一介の若手研究者であつたらしく，権威ある“定説”に挑戦した彼の

論文はこの老大家に相当のショックを与えたようである。すでに TRUEMAN は亡くなっているので自分が代弁しようという書き出しで，次のような批判が述べられている。

HALLAM は *Gryphaea* は次第に巻き数が増したのではないと言ったが，根拠に乏しい。殻の大きさを表わすのに両殻の高さを用いたが，幅や厚さも考えなければだめだ。サイズは高さだけで決まるのではない。*Liostrea* については材料が良くないとして定量的扱いをしていないのに *Gryphaea* との間にギャップがあると断定しているのは解せない。HALLAM は TRUEMAN らが *Liostrea* を十分に採集して統計を行なっていることや彼の想像とは異なる方法で結論を出していることをまるで知らないらしい。*Liostrea* から *Gryphaea* が生じたことを否定する根拠は何もない。彼の取り上げた計測部位の定義があいまいで固着面の大きさを無視しているのも困る。TRUEMAN の示した結果と測定値が一致しない原因をランダムサンプリングでなかつたためとしているが，HALLAM こそ意識的に標本を選定しているのではないか。また，複数の産地の標本を同じ帯に属するという理由で混合して統計しているが，個体変異と地理的変異を区別しないで良い結論が出るわけがない。SWINNERTON の批判はこのように手きびしいものであつた。

**A. HALLAM** (1959 b)

SWINNERTON (1959) の批判に対する回答である。ここでは SWINNERTON の指摘した事項の大部分が誤解によるものであると述べ，自分の全データは近いうちに博士論文として提出すると言つている。終りに「私は TRUEMAN を尊敬しているが，正直に言つて *Gryphaea* の研究では彼は自分の考えを十分な観察と計測によつて確めているとはいえない。この先覚者の研究以上にそれを無批判に受け入れている人達に不満を覚える」と結んでいる。

**A. HALLAM** (1960), **K. A. JOYSEY** (1960)

*Gryphaea* のデータ処理に関する紙上討論である。HALLAM のほうは主として JOYSEY (1959) の論評に答えたもので，彼の用いた測定部位が不当でないことを繰り返し述べている。異地の標本を混合したことに対する批判を受け入れて，改めてサンプルを近距離の確実に対比できる地点だけのものに限定し，前述のPとRの関係，PとB（左殻の幅）の関係を再計算した。結果はやはり同じことで，*angulata* 帯上部と *semicostatum* 帯下部のサンプルの間では巻きの密度について有意の差異を認められないという。JOYSEY のほうはこの HALLAM の再研究に対しても計測部位の選び方に満足できないものがあると述べ，TRUEMAN と HALLAM の結論のいずれが正しいのかいまの時点では判断つきかねるとした。

**G. M. PHILIP** (1962)

この論文では HALLAM (1959 a, b, 1960) の一連の研究を主として生物測定学の側面から再検討している。最も重要な指摘は，HALLAM が両対数グラフでの回帰式を比較した時に，勾配の有意差がないことを巻きの密度が不変であることの証拠としたが，これが論理的に妥当でないとしたことである。言いかえれば，これは巻きの密度の比較ではなくて成長に伴う巻きの密度の変化を比べたことになるというのである（この指摘は正しいと思われる）。また，HALLAM の論文には計算上の誤りがあり，検定方法の適用にも誤解があると述べた。"正しい方法" で HALLAM の測定値を処理してみると *bucklandi* 帯の *Gryphaea* は *angulata* 帯のものに比べて巻きが密になつていて，TRUEMAN の考えは必ずしも否定できないという。また，同じ帯の中でもかなり地理的変異があると述べた。PHILIP は TRUEMAN の系列を支持したが，この形態変化は密に巻いた個体に有利に働いた選択圧によるものと考えている。

**A. HALLAM** (1963)

PHILIP (1962) の批判に対する解答である。PHILIP が指摘した計算の誤りを認め，対数変換についても考え直している。HALLAM (1959 a) が対数をとつて回帰式を求めたのはPとRが比例関係にならずべき函数によく適合するためであつた。しかし，その勾配によつて巻きの密度が表現されるとしたのは誤りであつたので，ここではP，Rの測定値を直接散布図にプロットして，*angulata* 帯と *semicostatum* 帯

の標本の間で巻きの差異が認められないことを改めて強調している。PHILIP の統計方法については逆に批判を加え，彼の成長式は等角らせんを仮定していて実状に合わないことを指摘した。TRUEMAN の考えに対する代案として，「*Gryphaea* はどこか他の場所から西ヨーロッパに移住してきて生態的な競争によって *Liostrea* にとってかわり，高い適応形態を持って急速に発展した。軟い泥の上では殻縁を高い位置に保持するためにふくれた左殻を持つのが有利であったと考えられる」と述べている。

**H. H. SWINNERTON** (1964)

*Gryphaea* の個体発生に関する研究である。SWINNERTON は South Notts の *angulata* 帯上部から *bucklandi* 帯下部にわたる露頭から多数の *Gryphaea* を採集していたが，そのうち約半数の個体にさまざまの成長段階の幼貝が付着していることに注目した。幼貝の大きさを段階別して死亡率との関係を算出する一方，成貝の固着面の大きさを測定して二つの層準の間で特に差異はないと言っている。このことは TRUEMAN の固着面が次第に小さくなるという説を必ずしも支持しないが，系列そのものの是非については言及していない。

**T. P. BURNABY** (1965)

PHILIP (1962) に対する反論である。PHILIP は HALLAM の論理上の誤りを指摘して代案を示したが，これには異議があるというのである。大部分が数式の展開で占められていて一般には難解であるが，結論として *Gryphaea* の巻きかたの変化の方向は TRUEMAN やその信奉者が考えたのとは逆で，時間と共に次第に巻きがゆるむというものである。彼は HALLAM のデータに基づき，両対数回帰で勾配がほとんど一定であることからY軸切片の変化によってこの意外ともいえる結論を得ている。

**G. M. PHILIP** (1965)

BURNABY (1965) は *Gryphaea* の左殻の巻きが時間の経過とともにゆるむとしたが，この結論は後期になるほど殻が大きくなるための影響を無視したもので受け入れられないとした。PHILIP はさらに BURNABY がこの誤りさえ正すならば，彼の考案した方法による結果は自分の結論と何ら変るところがないと述べている。

この時期には定向進化説による *Gryphaea* の形態変化の解釈が批判され，代つて適応形態，自然選択を中心とする説明が定着した。また個体群の概念を基調とする新分類学や種の分化機構の考え方の変遷も *Gryphaea* の研究に大きな影響を与えている。後半になると，HALLAM の新説が動機となつて，*Gryphaea* の系統や生物測定学上の方法論について数多くの対立する見解が提出されて，*Gryphaea* 問題は一見収拾がつかないような状態になつた。しかし，かなり多くの学者が TRUEMAN の *Liostrea-Gryphaea* 系列に疑問を持ちはじめ，系統の推定にはヨーロッパ以外の地の資料も考えあわせる必要があると説かれるようになつた。

## IV HALLAM の総括とその後の研究

**A. HALLAM** (1968)

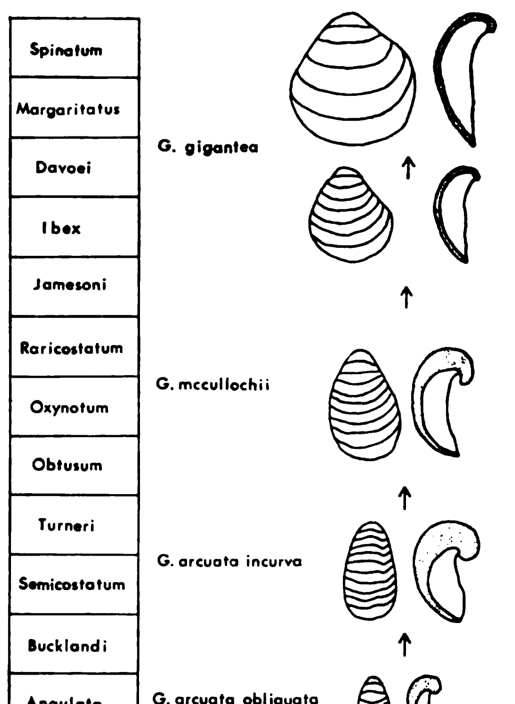
1968年になつて HALLAM は以前から予告していた *Gryphaea* の形態・古生態・進化に関する総括的な研究成果を公表した。この論文では HALLAM らが長年にわたつて採集しつづけた英国各地の*Gryphaea* 標本（14の化石個体群を代表する集団標本）を扱つている。1959年の新説発表以来受けた多くの批判を取捨選択して方法の改善を図るとともにいくつかの重要な新知見を付け加えた。現在のところ *Gryphaea* 研究の決定版とみられる論文である。

HALLAM の *Gryphaea* の進化に関する基本的な見解はそれまでの論文とあまり変つていないが，従来 Hettangian 後期の *angulata* 帯から Sinemurian 前期の *semicostatum* 帯までしか追跡されないとされていた *Gryphaea* の系列が，実際にはずつと上位の Pliensbachian 後期の *spinatum* 帯まで化石に記録

されていることを初めて明らかにした(現在のところこの系列に異論は出てこない)。とかく批判の
た左殻の殻表に沿う高さを巻きの測度に使うことをやめて，ここでは高さ・幅・厚さとそのまま
フに表示する単純な方法をとつている。回帰式は真数・対数両方の場合について行ない，サンプル
配・切片の差異の有意性を検定してマトリックスを示した。その結果，*angulata* 帯から *semicos*
帯にかけてのみかけの上で巻き数が増すのはアロメトリックな成長と殻の大きさの増加によるもの
にはほとんど変化していないこと，*semicostatum* 帯以後のサンプルでは巻きが次第にゆるくなるこ
論した。そのほかの傾向として殻が幅広くなつて薄くなることをあげている。また，固着面の大き
織的に測定して，*angulata* 帯から *semicostatum* 帯まではほとんど変化しないが，それ以後は次
くなることを明らかにした。このような傾向は，扱つた標本の時代の範囲は異なるが，皮肉にも TR
(1922) の認めた定向進化とは逆方向の形態変化である。さらに若死した個体と老成した個体の間で
の大きさを比較している。これは JOYSEY の示唆によるもので，自然選択の効果を知るための研究
が，大きな差異は認められなかつた*。

HALLAM は分類の問題にも触れている。まず模式標本を再確認あるいは選定してタクサの標
きりさせ，この系列を便宜的に *G. arcuata*, *G. mucullochii*, *G. gigantea* の3種に分け，その
二者はそれぞれ二つの時間的亜種に区分できるとした（その亜種名について筆者は異論があるが，
らはずれるからここでは触れない)。また，水槽実験によつて *Gryphaea arcuata* の腰高の体形は幅広の皿状の *G. gigantea* に比べて側方に倒れやすいこと，同じ形状でも殻が大きくなれば不安定になることを定量的データに基づいて確かめた。つまり，巻きが強くなることにより泥底で外套膜縁を高い位置に保つて窒息を免かれる有利さを生ずる一方，水流に対する安定性は低下する。このかねあいによつて自然選択され最終的には皿状の薄い殻を持つ種(*Gryphaea gigantea*)を生じたと考えている。

*Gryphaea arcuata* の祖先についてはそれまでの論文に示された見解とはいくぶん異なつて，TRUEMAN のいう *Liostrea* から由来したとする考えに対しても可能性を認めている。北極区の上部三畳系に産する小型の *Gryphaea* にも注意を払っているが，世界的にみても Rhaetian と Hettangian 前期の地層に類似の種は知られていないので，直接の系統関係はないのではないか，むしろどこかの地域で *Liostrea* から派生したと考え




第3図 HALLAM の推定した *Gryphaea* の進化系列
態変化 (HALLAM, 1968 より)

* 筆者に言わせれば，カキ類の固着面の大きさがどれだけ遺伝的に規制されるかは未知である（
因で規制される形質は自然選択研究の対象にならない)。また，自然選択によつて固着面が大き
たとしても，この程度の小標本の統計にかかるほど適応度に差があつたとは考えられない。

るのがよかろうと述べた。また，突然変異によつて平らな *Liostrea irregularis* から適応力の高い *Gryphaea arcuata* の形態が生じたこともありうるとし，以前よりは柔軟な態度を示している。

**L. VAN VALEN** (1968)

VAN VALEN は米国の脊椎動物学者であるが，とかく問題の多かつた *Gryphaea* の計測方法について従来とは異なつた規準化の方法を提案した。これはいろいろの成長段階の標本に対して適用できるので，巻きの密度に関する自然選択の効果を知る上に利用できると考えている。実際の数値計算は行なつていない。

**H. B. STENZEL** (1971)

二枚貝綱に関する Treatise on invertebrate paleontology, pt. N の第3分冊は STENZEL の執筆による "Oysters" であるが，彼はこの中でかなりの頁を割いて *Gryphaea* の進化を論じている。特にホメオモルフについて詳しく研究し，ライアスの *Gryphaea* に見かけの上で非常によく似た分類群 (Gryphaeidae とは限らない) がいろいろの時期に繰り返し出現していることを具体的に明らかにしている。彼はこのような *Gryphaea* 型への形態変化は塩分濃度のあまり下らない沼地の貝殻破片を含む柔らかい泥底への適応を示すものと受取つている。STENZEL は多元的な分類群を極度に嫌う人で，見かけの類似はよく観察すれば区別できるという立場をとつているが，北極区の上部三畳系の小型種は西ヨーロッパそのほか各地のライアスに出る典型的な *Gryphaea* の直接の祖先にあたると考えている。彼は TRUEMAN の *Liostrea-Gryphaea* 系列には反対で，HALLAM (1963) の移住説を支持している (HALLAM, 1968 の論文は参照していない)。殻が開けなくなつて絶滅したというのはありそうもないことで，この系列の絶滅は他の同様の形態を持つカキ類と生態的に競合した結果であろうと言う。なお，後記に NEWELL and BOYD (1970) の Pseudomonotidae に関する新しい研究を引用して，Gryphaeidae が Ostreidae を経ることなく直接二畳紀の Pseudomonotidae から由来したことが十分考えられると述べている。

**S. J. GOULD** (1971, 1972 a)

GOULD はハーバード大学の比較動物学博物館にあつて，化石軟体動物の相対成長や機能形態を研究すると共に，最近は進化機構につき活発に見解を述べている若手の学者である。この二つの論文は彼のほかの著作と同様にいささか難解なところがあるが，別に短い *Gryphaea* 問題の解説記事 (GOULD, 1972 b) を書いているので，これを合わせて読むと彼の考えの大綱を知ることができる。

これらをまとめて要約すると次のようになる。TRUEMAN は *Gryphaea* の形態変化を非適応的な定向進化の好例と考え，何か生物内部の力が自然選択の影響を上回つて働いたとしたが，これはまつたくの作り話である。事実はこれを全然支持していない。*Gryphaea* の変化は HALLAM の言うようにごくありふれた生物進化の一例である。TRUEMAN とその後の研究者が行なつた *Gryphaea* の左殻の巻きかたに関する生物測定学的な取扱いはほとんど誤つている。これはアロメトリックな成長と系統的なサイズの増加との関係について誤つた考えを持つていたからである。比較は成長の影響を除外するように規準化された数値に基づいて行なわねばならない。HALLAM と PHILIP は *Gryphaea* の巻きに関する結論を回帰式の勾配を比較することによりテストした。しかし勾配だけでなくY切片も同様に考慮する必要がある。BURNABY も誤つた前提を設けて不適当なデータの規準化を行なつている。これでは祖先型の成貝と子孫型の幼貝を比較していることになる。成長の影響を妥当な方法で除去してみると，*angulata* 帯から *semicostatum* 帯にかけて *Gryphaea* のサイズは大きくなつたが，ほぼ相似的な形状を保ちつづけ，巻きの程度は祖先型と子孫型の間でほとんど変化していないことがわかる。HALLAM (1968) が述べたように *semicostatum* 帯以後の *Gryphaea* は次第に巻きがゆるみ，この形態変化は一種の幼形進化 (paedomorphosis) とみなすことができる。*Gryphaea* の進化の前半は大きなサイズでの密巻が不利になることを一定の幾何学的相似性を保つことによつて防いだのである。また，後半の進化はいかに機能形態の考察が形態変化の適応的な意味を説明する上に重要であるかを示している。

このように GOULD の考え方は独特のものがあるが，少なくとも長年の *Gryphaea* の巻きの変化に関する議論に一応の結着をつけたと考えられる。彼は方法は異なるが HALLAM (1968) の結論をほぼ全面的に支持しているように受取られる。

## V　ま　と　め

*Gryphaea* の進化の研究は50年以上にわたり進化思想，分類学，発生学，生態学，比較形態学，機能形態学，生物測定学の変遷・発達と密接な関係を保ちながら続けられてきた。この間に多くの有効な概念や方法がこの素材の研究を通して古生物学に導入されている。残された問題は決して少なくないが，この一分類群の研究が一般古生物学および関連分野に及ぼした影響にもみるべきものがある。ここではこれらの研究を通観して認められるいくつかの研究の方向と有益と思われる示唆を摘記しておきたい。

**1.　進化思想の変遷**　TRUEMAN が *Liostrea-Gryphaea* 系列を提唱した1920年代は DE VRIES 流の突然変異説や EIMER 流の定向進化説のいわば全盛時代であつた。集団遺伝学の確立によつて自然選択説が新しい装いのもとに見直されるようになつたのは1930年以後のことであるから，*Gryphaea* の形態変化が当初定向進化説やネオラマルキズムで説明されたのはやむをえないことであつた。自然選択を主な要因とする進化思想は1940年頃には進化学者の間に定着していたが，古生物研究者にとり入れられたのは戦後のことであり，*Gryphaea* の研究では WESTOLL(1950) がその端緒であろう。その後 SIMPSON(1953)，HALDANE (1956)，KURTÉN (1965) らの支持もあつて，自然選択による解釈は *Gryphaea* 研究者の間にも定着した。現在では TRUEMAN の論文は重要な問題を提起した古典として学史的な興味で見られるまでになつている。

TRUEMAN の *Liostrea-Gryphaea* 系列については賛否両論があり，必ずしも結着を見たわけではない。しかし，初期の学者が北西ヨーロッパの地層に含まれている化石記録の中で問題を解決しようとしたのに対し，最近の研究者（特に米国の学者）は進化の場をより広く考え，種分化の機構をも考えあわせながら解釈しようとしている。系統の解明は進化論の誕生以来古生物学者が絶えず抱いてきた最大の興味の一つであるが，*Gryphaea* 問題は局地的な化石層序から進化系列を速断することが危険であることを教えている。多細胞動物の種分化は異所的に起ると考えられるから，系統の復元にあたつては形態・個体発生のほかに，古生態や生物地理（分布・隔離・移住）をも考慮する必要があろう。最近では種分化は分布域内で一様に起るのではなく，むしろ縁辺部で隔離された小集団の遺伝的性質が比較的急速に変化して生ずるとする考え方が有力である（MAYR, 1963；ELDREDGE and GOULD, 1972)。小集団では自然選択以上に偶然的な遺伝的浮動が遺伝子組成を変化させる重要な要因になりうる。集団の大きさ（個体数）を知ることが困難な古生物ではこの要因の定量的な扱いは到底望むべくもないが，考え方としては重要であろう。

**2.　生物測定学的方法の発達**　*Gryphaea* の研究は種々の統計的手法が古生物学に導入されるきつかけを作つた。例えば，TRUEMAN (1922) は形質の頻度分布曲線のモードが時間の経過とともに側方に動いていく様子を示したが，この種の表現法はそれ以後形態の時間的な変化を示すための常用手段となつている。しかし，TRUEMAN (1922)，SWINNERTON (1940, 1964) の定量的方法は記述統計の域を出るものでなく，個体数の表示を欠いているのでデータとしても不完全である。推測統計学的方法を最初に *Gryphaea* の研究に導入したのは HALLAM (1959 a) であつた。この方法は限られた個体数からなる標本から母集団の特性を推定しながら比較を行なうもので，ダイナミックな形態変化を追求するのにきわめて有効な手段である。ただ，HALLAM の統計学的取扱いには未熟の点があつたので，PHILIP (1962)，BURNABY (1965)，GOULD (1972 a) は同じ HALLAM の計測値に基づきながらも別の方法を使つてそれぞれ異なつた結論を導いた。このように意見が分れたのは，一つには巻き数とからせん角のように成長に伴つて変化するやつかいな形質を取扱つているからである。この議論は GOULD (1971) が一応結着をつけた

が，*Gryphaea* の研究史は取扱う量的な形質の生物学的な意義についてあらかじめ十分の吟味を要することを教えている。統計だけによって形態変化の方向性や進化系列を復元しようとする試みは当然のことながら成功していない。

**3．HALLAM の研究の発展**　戦後多くの古生物学者・進化学者が *Gryphaea* 問題を論じたが，実際にオリジナルなデータをもとにして研究を行なったのは SWINNERTON と HALLAM だけである。HALLAM が1959年に提出した新説は多くの学者から批判され，統計学的に未熟の点が指摘された。しかし彼は多くの批判から当っている点を受け入れて自分のデータ処理の改善を図り，約10年後には大多数の人に認められる結論を出すところにこぎつけた。いろいろな曲折はあったが，この場合最終的な結論を出せるのは実際にデータの蓄積を行なってきた HALLAM しかいなかった。もっとも，ELDREDGE and GOULD (1972) らが指摘するように，いかなる観察・記載でも健全な概念が前提となることも確かであって，このような総合的な研究では演えきと帰納のほどよい調和が必要であることが改めて知らされる。*Gryphaea* 問題ではこれが複数の人々によって受け持たれ，より真相に近いと思われる結論が生み出されていった。HALLAM の総括はいわば議論の中で育ったのである。

**4．機能形態の研究の発展**　*Gryphaea* の生活様式の推定は初期には英国よりもむしろドイツで盛に行なわれた。二枚貝は体制が比較的単純であるため，機能形態の研究には有利な生物であるが，*Gryphaea* のように対称性が著しく失われた種属の生活様式は早くから古生物学者の興味の対象となったらしい。ZEUNER によって始められた水槽実験は HALLAM (1968) により集大成された。現在では *Gryphaea* は泥底に左殻をいくらか埋めて生活していたと考えられている。*Gryphaea* 研究の最も大きな成果の一つはこのような適応形態が自然選択と結びつけて説明されたことであろう。

**5．標本の保存**　*Gryphaea* の研究史は標本・資料の公共性という面でも大切な示唆をわれわれに与えている。英国では同一のコレクションが多くの研究者によって異なった見地から繰り返し利用されることが少なくないが，*Gryphaea* の場合もその例に洩れない。産出が有限である化石標本，特に集団標本・タイプ標本を広く人類共有の財産として整理・保存して後学に資することは，それなりの費用と労力を要するがぜひ実行しなければならない。

**6．形態変化の層位学的な利用**　TRUEMAN の発想による *Gryphaea* の層位学的効用については彼の *Gryphaea* 研究の主目的であったにもかかわらずほとんど進展は見られない。これは必ずしも彼の考えが誤りであったためではなく，TRUEMAN の進化系列そのものの当否が先決問題となったことと，*Gryphaea* の形状が変異に富み環境の影響を受けやすいと考えられたからであろう。地理的変異が少なく遺伝的に規制されて変化する形質であれば利用できる可能性があるが，*Gryphaea* の形態変化はおそらく当初 TRUEMAN が予測したよりはもっとジクザクしたもので，この目的には利用しにくいのではないかと思われる。

## VI　あとがき

この紹介では筆者なりの判断で数多くの論文から進化学的な事項を取捨選択してとりあげた。したがって *Gryphaea* 問題の全ぼうを必ずしも伝えるものではない。さらに詳しく内容を知りたい向きには TRUEMAN (1922) の原著，JOYSEY (1959) の評論，HALLAM (1968) の総括，STENZEL (1971) の議論，GOULD (1972 a) の解釈などは直接参照されるのがよいと思う。あるいは筆者とは別の見地からこの伝統ある英国の古生物学史に波紋を投じた一連の研究を評価し位置づけることができるかも知れない。

小文を閉じるにあたり，有益な助言をいただいた東京大学理学部地質学教室の花井哲郎教授をはじめ古生物学ゼミナール参加の諸兄に深謝する。

(1974年３月22日受理)

## 引用文献

BÖHM, J. (1903) : Über die obertriadische Fauna der Bäreninsel. *K. Svenska Vetens.-Akad. Handl.*, **37** : 1-76.

BURNABY, T. P. (1965) : Reversed coiling trend in *Gryphaea arcuata*. *Geol. Jour.*, **4** : 257-278.

COX, L. R. (1952) : The Jurassic lamellibranch fauna of Cutch (Kachh). *Palaeontologia Indica*, ser. **9**, **3**, (4) : 1-128, pls. 1-10.

ELDREDGE, N. and GOULD, S. J. (1972) : Punctuated equilibria: an alternative to phyletic gradualism. *In* SCHOPF, T. J. M. (ed.) : *Models in paleobiology*. Freeman, San Francisco. p. 82-115.

GEORGE, T. N. (1956) : Biospecies, chronospecies and morphospecies. *In* SYLVESTER-BRADLEY, P. C. (ed.) : *The species concept in palaeontology*. System. Assoc. Publ. **2**, 123-137.

GOULD, S. J. (1971) : Geometric similarity in allometric growth: a contribution to the problem of scaling in the evolution of size. *Amer. Naturalist*, **105** : 113-136.

—— (1972 a) : Allometric fallacies and evolution of *Gryphaea*: a new interpretation based on White's criterion of geometric similarity. *In* DOBZHANSKY, T., HECHT, M. K. and STEERE, W. C. (eds.) : *Evolutionary biology*, Vol. 6, p. 91-118. Appleton-Century-Crofts, N. Y.

—— (1972 b) : Jurassic. McGraw-Hill Yearbook Science and Technology. 2 pp.

HALDANE, J. B. S. (1956) : The biometrical analysis of fossil populations. *Jour. Pal. Soc. India*, **1** : 54-60.

HALLAM, A. (1959 a) : On the supposed evolution of *Gryphaea* in the Lias. *Geol. Mag.*, **96** : 99-108.

—— (1959 b) : The supposed evolution of *Gryphaea*. *Ibid.*, **96** : 419-420.

—— (1960) : On *Gryphaea*. *Ibid.*, **97** : 518-522.

—— (1963) : The evolution of *Gryphaea*. *Ibid.*, **99** : 571-574.

—— (1968) : Morphology, palaeoecology and evolution of the genus *Gryphaea* in the Britsh Lias. *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, ser. B, **254** : 91-128.

JOYSEY, K. A. (1959) : The evolution of the Liassic oysters *Ostrea-Gryphaea*. *Biol. Rev.*, **34** : 297-332.

—— (1960) : (untitled). *Geol. Mag.*, **97** : 522-524.

KERMACK, K. A. and HALDANE, J. B. S. (1950) : Organic correlation and allometry. *Biometrika*, **37** : 30-41.

KIPARISOVA, L. (1938) : Pelecypoda of the Triassic system of USSR. Upper Triassic pelecypods of Siberia. *Pal. USSR, Monograph*, **47** : 1-55.

KURTÉN, B. (1965) : Evolution in geological time. *In* MOORE, J. A. (ed.) : *Ideas in modern biology*. Natural Hist. Press, Garden City, N. Y. p. 329-354.

MAYR, E. (1963) : *Animal species and evolution*. Harvard Univ. Press, Massachusetts. 797 pp.

MCLENNAN, R. M. and TRUEMAN, A. E. (1942) : Variation in *Gryphaea incurva* (Sow.) from the Lias of Loch Aline, Argyll. *Proc. Roy. Soc. Edinburgh*, ser. B, **61** : 211-232.

NEWELL, N. D. and BOYD, D. W. (1970) : Oyster-like Permian Bivalvia. *Bull. Amer. Mus. Nat. Hist.*, **143** : 221-281.

PFANNENSTIEL, M. (1928) : Organisation und Entwicklung der Gryphaen. *Palaeobiologica*, **1** : 381-418.

PHILIP, G. M. (1962) : The evolution of *Gryphaea*. *Geol. Mag.*, **99** : 327-344.

—— (1967) : Additional observations on the evolution of the genus *Gryphaea* in the British Lias. *Geol. Jour.*, **5** : 329-338.

SCHÄFLE, L. (1929) : Über Lias- und Doggeraustern. *Geol. u. Pal. Abhandl.*, N. F., **17** : 65-150.

SIMPSON, G. G. (1953) : *The major features of evolution*. Columbia Univ. Press. N. Y. 434

pp.
STENZEL, H. B. (1971) : Oysters. *In* MOORE, R. C. (ed.) : ***Treatise on invertebrate paleontology***, Part N, Vol. 3, p. N 953-N 1224. Geol. Soc. America and Kansas Univ.

SWINNERTON, H. H. (1939) : Palaeontology and the mechanics of evolution. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, **95** : xxxiii-lxx.

——(1940) : The study of variation in fossils *Ibid.*, **96** : lxxvii-cxviii.

——(1959) : Concerning Mr. A. Hallam's article on *Gryphaea. Geol. Mag.*, **96** : 307-310.

——(1964) : The early development of *Gryphaea. Ibid.*, **101** : 409-420.

SYLVESTER-BRADLEY, P. C. (1959) : Iterative evolution in fossil oysters. *Proc. Intern. Zool. Congr.*, **1** : 193-197.

TRUEMAN, A. E. (1922) : The use of *Gryphaea* in the correlation of the Lower Lias. *Geol. Mag.*, **59** : 256-268.

VAN VALEN, L. (1968) : "*Gryphaea*", evolution and natural selection. *Evolution*, **22** : 424-425.

WESTOLL, T. S. (1950) : Some aspects of growth studies in fossils. *Proc. Roy. Soc. London*, ser. B, **137** : 490-509.

ZEUNER, F. (1933) : Die Lebensweise der Gryphäen. *Palaeobiologica*, **5** : 307-320.

地学雑誌 83, 3 (1974)

# わが国における大気汚染気象の最近の動向

河　村　　武*

## Recent Trend of Air Pollution Meteorology in Japan

Takeshi KAWAMURA

## I まえがき

公害の70年代と言われ，国内では戦後の急速な経済的発展に伴う環境破壊に対する反省から公害防止と環境保全が叫ばれ，国外でも国連人間環境会議がストックホルムで1972年に開かれ，地球環境監視 (Global Environmental Monitoring) 計画が実行に移されようとしている。このような世界の大勢に対応して，大気汚染に関する研究は年々おびただしい数にのぼる。元来，大気汚染は学際領域の代表的なものであるが，自然地理学ないしは気候学的な視点に立つて問題を限定しても，その展望を行うことは容易ではない。

筆者はすでにこの分野について総合報告 (1972 a, b, c) を書き，文献目録 (1972 d) をまとめたことがある。しかし，その後の進歩は著しく，前報の修正補足を要する点もあり，また新たに書く必要のある問題も少なくない。とくに世界各国の大気汚染を比較検討する問題は興味があるが，大気汚染の観測は気象観測などと異なり観測法が国によりまちまちで，資料も入手に困難が多い。そこで本報では，わが国の大気汚染気象について最近の動向をまとめることにした。

なお，世界の大気汚染気象の研究の動向を見ると，従来の都市や大火力発電所・工場などの周辺に見られる高濃度汚染と並んで，地球大気全体の汚染を対象とするいわゆるバックグラウンド大気汚染が気候変化との関連もあつて重要な研究課題となつている。わが国でも現在，岩手県綾里に地域観測所を建設中で1975年春に観測を開始する予定である。これに続いて室戸岬や富士山にも観測所の建設が計画されている。しかし，これについては別に書いた (河村 1974) ので，本報では省略したい。

## II わが国の高濃度大気汚染の現状

わが国の大気汚染地域を第1図に表した。この図は大気汚染防止施行令 (1968年政令第329号および1971年12月25日改正政令第379号) の別表第三によつて，ばいじんや亜硫酸ガスの特別排出基準が定められている地域と1973年の光化学スモッグの注意報発令地域を重ねて記入してある。もちろん，大気汚染の中にはこの他のセメントや重金属，粉炭などいろいろな物質によつて惹き起こされる局地的な汚染があるが，ここでは省略した。

わが国における大気汚染の変遷については，すでにまとめたことがある (河村1972 a)。その中で戦後のわが国の大気汚染問題が，1955年以後，燃料が石炭から石油に切替るにつれて，ばいじんから亜硫酸ガスに移行し，さらに，近年オキシダントへと変りつつあることを指摘した。この傾向はその後ますます著しくなつた。亜硫酸ガスなどの硫黄酸化物は，汚染源対策が進み，硫黄分の少ない良質重油の使用，脱硫技術の進歩，緊急時の規制措置などによつて，著しい高濃度の出現頻度が各地とも大幅に減少した。この一，二年，東京や大阪などの大都市では，亜硫酸ガス注意報はほとんど発令されなくなり，かつて1年間の1/3は注意報基準を越える高濃度汚染が起こつた時代のあつたことが夢のように感じられる。大気汚染が

* 気象研究所応用気象研究部 Meteorogical Research Institute, Japan Meteorological Agency




第1図　わが国の大気汚染地域
網目をかけた地域は大気汚染防止法によっていおう酸化物の特別排出基準が定められている地域．黒丸は光化学スモッグ注意報が発令された地域

甚しいことで知られた北九州市でも，気象状態が悪化して高濃度汚染が起こりやすいときには，汚染源の排出を規制することによつて，この1年間に1回の注意報の発令もない。しかし全国的に見るとまだ十分に規制措置のとれない地方都市などでは依然，亜硫酸ガスの高濃度汚染が頻発しているところもある。これと関連して，汚染源の高煙突化によつて汚染源近傍の亜硫酸ガス濃度は低下したが，大分市のように汚染源からかなり離れた地点では意外な高濃度が進行しているところもある。

しかし，環境庁の調査によると，東京など大都市では，年間の亜硫酸ガス濃度が二，三年前までの半分程度に低下していることは，注目に値する。今後，総量規制などの措置によつて環境基準自体もより低く改正されよう。また気象条件を考慮して事前に汚染質の排出量をコントロールしようとする大気汚染予測制御システムが完備される趨勢にあるので，硫黄酸化物が高濃度となることは次第に少なくなるだろう。しかし光化学オキシダントは，大都市の場合に窒素酸化物や炭化水素などの一次汚染質の汚染源の中で，排出量の7割を占める移動発生源（自動車）対策が不十分なので，今のところ光化学スモッグの注意報の発令回数は年々増加している。

一方，高煙突化によつて，亜硫酸ガスの高濃度発生の気象条件も変化し，従来各地で4 m/s 以上の風速のときには高濃度にならないと言われていたが，今日ではやや風が強いときに高濃度になりやすく平均風速6 m/s ぐらいまで高濃度になることがある。

## III　光化学大気汚染の発生条件

わが国において，光化学大気汚染が現実の問題となつたのは，1970年7月18日に東京都杉並区で起こつた，いわゆる立正高校事件以来のことである。かつて筆者（1972 a, b）は，主として1967年以降オキシダント観測値のある都立衛生研究所と，1971年に急ぎ展開された東京都内のオキシダント観測網の観測資料を用いて，光化学大気汚染が発生しやすい気象条件についてまとめたことがある。

その後，国内ではオキシダント観測網が全国的に展開され，1973年夏には1都2府22県で監視測定が行なわれた。この観測資料を用いて各地で高濃度光化学オキシダントが発生する気象条件の調査研究がなされた（たとえば久保1972）。また1972年10月には光化学大気汚染を主題としたOECD東京会議が開催され，世界各国の研究の成果や情報が交換された。そこでこれらの結果を盛り込んで，前報の加筆修正を行なうことにした。

第1表は，OECD環境委員会東京会議でとりまとめた各国の高濃度光化学スモッグの発生条件とわが国のそれとを比較したものである。このうち発生する季節や気圧配置型などは，それぞれの場所の気候状態の差異が反映して異なるが，気温・風速などの気候要素の値は共通している。オキシダントの観測は諸外国でも米国とオランダを除いては，ルーチン観測を行なつている国がほとんどない。しかし，窒素酸化物と炭化水素の一次汚染質さえ存在すれば，ここに掲げた気候条件を満足すれば，どこでも光化学反応に

第1表 光化学スモッグの発生しやすい気象条件

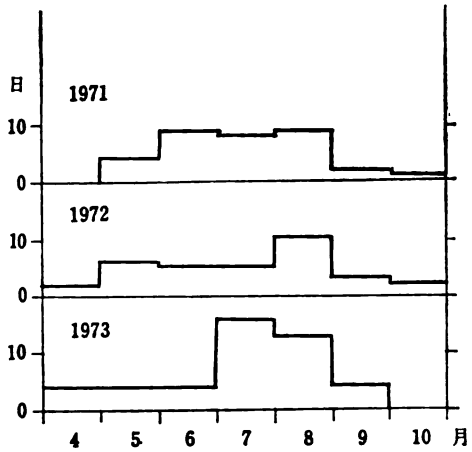
| | 東京 | ロスアンゼルス | オランダ |
|---|---|---|---|
| 発生期間 | 最盛期 6月～8月<br>(4月～10月散発) | 最盛期8～9月<br>(5～10月頻発) | |
| 気圧配置 | 大部分は前線の変動,高・低気圧の通過などの気圧配置の変動が大きい。梅雨の中休み,梅雨明け:梅雨前線の南北変動や,消長に支配され,東谷傾向で北陸方面から南下する高気圧の前面で発生。盛夏期:北緯30°線に走る高圧帯が弱まり北日本をとおる気圧の谷の中に入るとき(上層に寒気が入る)。盛夏期を中心に3～7日続いて発生 | 東太平洋の停滞性高気圧(高圧帯)におおわれるときで,パターンの変動は概して小さい | 動きのおそい移動性高気圧 |
| 逆転度 | 主として移流(前線)性,と沈降性 | 沈降性 | 移流性 |
| 気温 | 24°C (例外的に 20°C) 以上 | 24～32°C | 18°C 以上 |
| 風速 | 4 m/s 以下<br>(5～6 m/s 以下)* | 3 m/s 以下 | 日平均3 m/s 以下 |
| 湿度 | 60～80% (9時) 以後漸減 | <70% | <70% |
| 日射 | 14時まえ少なくとも2～3時間必要 | 常に日射量多い | 紫外線量はロスアンゼルスの約半分 |
| 付近海水温 | やや高い (東京湾7月 24～25°C) | 低い | 低い |
| 海風条件 | オキシダント高濃度域は海風前線の移動と対応<br>関東平野では海岸から40km 以上内陸へ | 同上<br>海岸が数十 km, 気流条件により 100 km 内陸へ | |
| 風向 | 海から内陸に向うとき発生 | 西から東へ吹く風 | |

* 本文参照

よるオキシダントが生じると考えてよい。わが国では,オキシダントの監視測定網の展開が進むにつれて,次第に新たな府県で光化学スモッグが発生し,問題にされることが多いが,1973年夏の宮城県塩釜市の例を見るまでもなく,一次汚染質さえあれば,全国的にはほとんどの地域で夏には高濃度のオキシダントを生じる気候をそなえていると言えるだろう。

次に光化学大気汚染の発生しやすい気圧配置について述べる。気圧配置型は大気中における光化学反応にとつて直接関係はないが,大気の状態を総合的に表現している点で,大気汚染の予報を行なう上に便利なので,各地で光化学スモッグの発生と結びつけた調査が行なわれている。筆者も前報では主として,1971年の暖候期に光化学スモッグ注意報が発令された日の気圧配置を検討した結果,わが国ではロスアンゼルスと違つて,盛夏期の安定した太平洋高気圧に蔽われた状態よりも,むしろ梅雨期などの前線の位置の南北の変動や,高・低気圧の通過に伴つて上空に流入する寒気の移流によつて生じる逆転層の存在が重要であり,これがわが国の光化学大気汚染発生の一つの特徴であることを強調した。

しかしその後1972,1973年の暖候期の結果を加えてみると,盛夏期の安定した亜熱帯高気圧内で下層大気中に生じる沈降性の逆転層や安定層も重要であることがわかつた。第2図は過去3年間の東京都内で光化学スモッグ注意報が発令された月別日数を比較したものであるが年による差異が大きい。1971年は梅雨




第２図　東京都における光化学スモッグ注意報月別発令日数

期に多く盛夏期にむしろ少なかつたが1973年は逆である。梅雨期などの移流性（前線性）の逆転層に伴って発生するものは，気圧配置が日によって変動し，逆転層も長続きしないので，汚染も長続きせず，注意報が連続して発令される日数は１日か２日である。これに対して盛夏期に安定した夏型の気圧配置のときは，連日高濃度オキシダントが発生しやすく，太平洋高気圧の勢力が衰えたり，台風の影響によつて風が強まらないと一週間以上も続く。たとえば東京都内で注意報が連続して発令された日数が1973年８月には９日間，７月には７日間が２回に及んでいる。移流性の逆転層に伴って発生する高濃度オキシダントは，全国的に見ると散発的であるが，強い沈降性逆転層に伴うものは全国各地で同時に発生する傾向がある。

最近，大気汚染防止対策に大気汚染気象予報が積極的に取入れられているが，光化学スモッグの前日予報は，梅雨どきの気圧配置の変化の激しいときに比べると，盛夏期は比較にならないほど容易である。

大気汚染の予報には，シノプティックスケールの気象条件からみた大気汚染危険度ともいうべき大気汚染ポテンシャルがよく用いられる。大気汚染ポテンシャルの示数でよく知られているのは最大混合層高度(MMD)である。わが国では東京付近では茨城県舘野の高層観測値を用いると 1200 m 以下，とくに 1000 m 以下になるとオキシダントが高濃度になりやすい。これに対して大阪付近では徳島の高層観測資料を用いると，MMD が 1200 m 以下ではむしろ高濃度のオキシダントが発生しにくいという逆の結果が出ている。この理由は不明であるが，おそらくわが国のように地形の複雑なところでは，下層大気の成層状態が地形の影響を受けて，地域的にかなり差が大きいことを意味しているのではないかと思われる。したがつて徳島上空のゾンデ観測資料が京阪神の上空の下層大気の成層状態を表現していないということを意味しているのだろう。同様の事実は舘野の観測結果と東京上空で行なつた臨時観測の資料を比較しても明らかで，盛夏期１カ月間のうち約半分は 1500 m 以下の下層大気の成層状態にかなりの差異がある。

風速については東京付近でも多くの場合，風速が 4 m/s 以下だと日射があつて上空の Lid が低ければオキシダントの濃度が増加を続ける。しかしオキシダント濃度が 0.15 ppm の注意報基準を越えたときに風速が 5 m/s 程度に達していてもオキシダント濃度が下るとは限らない。上空の Lid が低く，容易に破壊されないときは，風がやや強まつても，都市域で発生した汚染質がその地域の上空を通つて運び去られるまで２～３時間高濃度が続くことがある。これは汚染質を発生する都市域が広いためと考えられる。

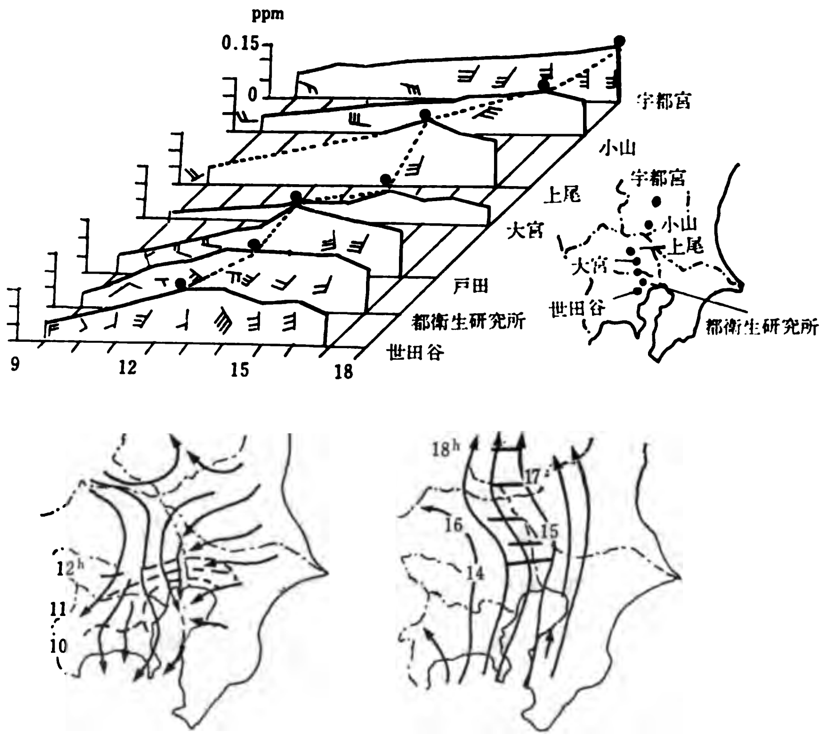
## IV　光化学大気汚染の広域発生条件

すでに第Ⅲ章で触れたように，最近の大気汚染の特徴の一つは，汚染が広域化したことである。とくに光化学大気汚染は二次汚染質によつてひき起こされるために，一そうこの傾向が強い。関東地方においては，1972 年にオキシダント監視測定網が東京都とその隣接県ばかりでなく，北関東の茨城・栃木両県に展開された結果，高濃度の光化学大気汚染が，南関東だけでなく，北関東にまで及ぶ広域に発生することがわかつた。光化学大気汚染の本場として，ロスアンゼルス型スモッグの名で知られている，ロスアンゼルス周辺地域では，白く汚れた気塊が午前から午後にかけて，海風に乗つて内陸に移動し，それとともにオキシダント濃度が上昇する。ロスアンゼルス盆地のもつとも奥にあり，海岸から 100 km も離れた River-

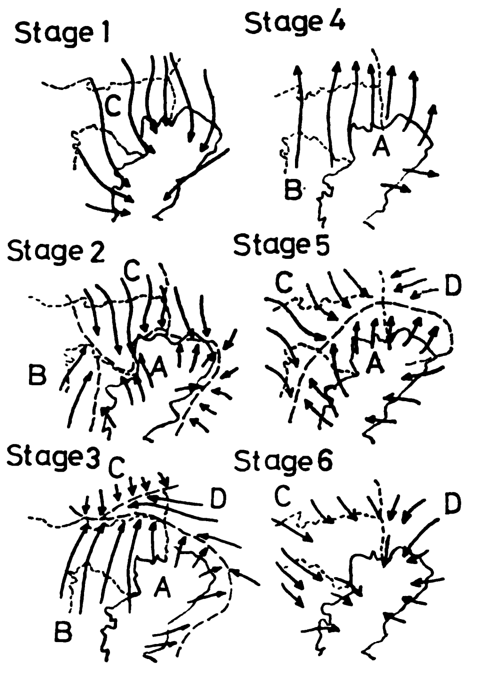
side では夕刻に著しく高濃度になることが知られている。

関東地方でオキシダントが広域にわたつて広濃度になるためには，前章で明らかにしたような条件が満たされなければならないことはもちろんであるが，それ以外に必要な気象条件がある。mb 面（海面上約1500 m の高度に相当する等圧面）以下の大気下層に顕著な逆転層または安定することが重要である。それと同時に，日中南よりのやや強い風が関東平野の上を吹走し，東京市街地あるいは工場地帯から発生した一次または二次汚染質を北関東に輸送することが必要であし，朝から南よりの風が 5 m/s 以上であると，東京湾沿岸の市街地などが発生した一次汚染質は反応を十分に起こす前に内陸に輸送されてしまうので，東京都や千葉県，神奈川県などではオキの濃度が上らず，埼玉県や茨城県などの内陸で高濃度となる。したがつて関東南部から北部までたり，オキシダントが高濃度となるためには，午前中に関東南部に顕著な海風前線が存在し，し下層に強い安定成層が存在するために，東京湾沿岸の海風領域内の下層大気の中に多量の一次汚積されることが望ましい。そして午後になつて，内陸部の気圧が日射の影響で下降し，関東地方上の気圧との間の差が増大するために，海風前線が破壊されてやや強い南よりの風が関東平野全ようになると，このようにして蓄積された汚染質は南風によって関東平野を北に向つて輸送されとき日射のために一次汚染質は光化学反応を起こし，オキシダントに変るために，汚染された気すると，オキシダント濃度が高くなることはいうまでもない（第3図）。

このように関東平野では広域にオキシダント濃度が上昇するためには，東京を中心とする都市




第3図　光化学大気汚染が関東地方で広域に発生した日（1972年6月11日）のオキシダント濃度と風の時間的変化．下左図は朝9時の地上風の流線と海風前線の位置（破線）の時間的な移動．下右図は15時の地上風の流線と最高濃度起時（太線）．内陸ほど最高濃度の出現時刻が遅れる．




第4図 一般風が弱い晴天日における東京湾周辺地域の局地風の日変化のモデル
Stage 1 ：早朝～朝　Stage 2 ：9時～10時頃
Stage 3 ：正午頃　Stage 4 ：14時～夕刻
Stage 5 ：21時～夜半　Stage 6 ：夜半～早朝
風系 A：東京湾の海風　B：相模湾の海風
C：関東平野西部の陸風　D：関東平野南部の東風

した大量の一次汚染質を輸送する局地風系の役割が大きい。東京湾周辺の地上風系の典型的な日変化の状態を第4図に示す。この図は暖候期で光化学オキシダント濃度がこの地域内のどこかで注意報基準（1時間平均値0.15 ppm）を越えた40日を調べた結果をとりまとめたものである。一般風が強い場合には，筆者（1966, 1971）がかつて明らかにしたように，主として地形の影響で固有の局地風系が生じ，このような地上風系の日変化は見られない。これに対して晴天で一般風が弱い場合には海陸風や山谷風などの熱的な原因で起こる局地風系が卓越することは当然であるが，この地域では東京湾・相模湾の小規模な海陸風と太平洋と本州との間の大規模な海陸風とが存在する上に，東京・横浜などの大都市の市街地の影響が加わるために，地上風系の日変化が複雑になると考えられる。

早朝から朝方にかけて，周辺から東京湾に向つて流入する陸風が全域を蔽つている(Stage 1)が，9時頃になると東京湾周辺地域には相模湾系の海風と，東京湾系の海風が出現し，内陸からの陸風との間に海風前線を形成する（Stage 2)。さらに昼頃にかけて海風域が次第に拡大するが，太平洋系の海風や内陸の風系に阻まれて海風前線は東京都と埼玉県の県境付近に停滞する(Stage 3)。13時頃になると局地風系相互のバランスが崩れ，内陸風系は消滅して全域が海風に蔽われる(Stage 4)。この状態は暖候期とくに盛夏期には夜半まで続くことが多いが，夜間の地表面の冷却に伴つて内陸の気圧が上昇すると次第に海風が弱まつて陸風との交替が起こる（Stage 5)。夜半すぎから早朝にかけては東京など市街地では風が弱まって静穏となり，風系が一時消滅する（Stage 6）が，やがて陸風が強まつてStage 1 にもどる。

このような風系の交替は，シノプティックスケールの気圧場の状態と絡んで変化をする。とくに気圧傾度が北風が吹きやすいときは，Stage 4 に変る時刻が遅れたり，あるいは現われなかつたりするし，東京湾周辺の海風が弱く，無風状態が長時間続いて，この地域のオキシダント濃度が著しく高くなることがある。逆に南風が吹きやすい気圧配置のときには，早い時刻，ときには朝から Stage 4 の状態に移行することもあり，一般に南風が強く，北関東までオキシダントが高濃度になりやすい。また，シノプティックスケールの気圧傾度が西風が吹きやすいか，東風が吹きやすいかによつて海風も南西風となりやすいか，南東風となりやすいかが決まり，これに伴つてオキシダントの高濃度域が東京湾周辺地域のどの部分に出現するかが決つてくる。

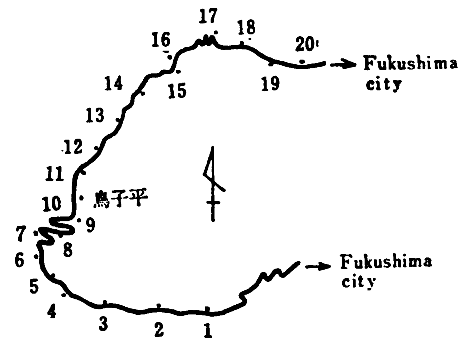
このように局地風系の状況によつてオキシダントの高濃度地域が限定されるため，関東平野の大部分にわたつて高濃度オキシダントが発生する日は意外に少ない。1973年の暖候期は東京都内で光化学スモッグ注意報発令日数は45日に達したが，このうち上述の広域発生日数は11日に過ぎない。

関東平野の局地風系の立体構造の研究は興味深い問題である（たとえば高野 1972）が，オキシダントの長距離輸送とも関連して，今後，広域の特別観測による究明が必要である。

## V　大気汚染と小地形

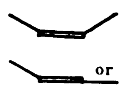
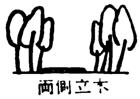
大気汚染の定常的監視や規制など現実の対策の対象となつているのは，数 km 程度の規模以上である。しかし，われわれが居住している地上付近の大気汚染濃度は，小地形や地被の影響，あるいは汚染源の状態によつて局地的な差異が見られる場合が少なくない。とくに汚染源の高さが低い自動車の排気ガスについては，自動車の走行する道路からの距離により，CO や NOx，炭化水素などの濃度が著しく変化することは周知の事実である。さらに，道路周辺の地形によつても汚染濃度は異なり，谷間や窪地など風が弱く換気が悪いところでは高濃度になりやすいことが，たとえば東京牛込柳町の交叉点などの実測や風洞実験によっても確かめられている（大平ほか，1973）。この種の観測は国内・国外を通じて少なくないが，一般的な地形の状態に対応して局地的な汚染濃度の分布をまとめた研究はこれまでほとんどなかつた。

福岡（1972）は福島県の磐梯吾妻スカイライン沿道の20地点（第５図）において大気汚染濃度と植生を調べ，第２表の結果をまとめた。磐梯吾妻スカイラインは，平均海抜高度 1350 m の山岳道路で1959年に開通した。沿道の亜高山植物の枯死の原因は必ずしも単純ではないが，沿道20地点で行つた CO, $NO_2$, $SO_2$ などの大気汚染濃度の観測や植生被害の状態，通過自動車数と樹木枯死数の経年変化傾向などを総合すると，自動車の排気ガスの影響が顕著なことは明らかである。表示した地形（環境）欄の道路に関する記載は，道路周辺の




第５図　吾妻スカイラインにおける観測地点（福岡による）

第２表　地形・環境による大気汚染・気象・植物被害の傾向（福岡による）

| 地形・環境 | 地点番号 | 大気汚染及び微気象の傾向 | 植物被害の概況 |
|---|---|---|---|
|   | 1　2　8　17　20 | 全般に高濃度（CO は ① を除いて 8〜20 ppm）斜面の向きや気象により異なる | 谷側の方の立木に枯損が目立つ |
|   | 4　10　(12)　19 | 常に，普通程度（CO は 7 ppm 前後）に汚染されているタイプ | 風下側に立枯れが顕著 |
|  | 6 のみ | 汚染濃度はその時の気象条件（特に風速と霧の有無）で異なる | 風や霧の通り道のわりに両側の枯損がひどい |
|   | 7　12　(15) | 風が比較的弱く，やや高濃度になりやすい（CO は 7〜12 ppm） | 風下側（谷側）の立枯れが顕著 |
|   | 5　11　(15) | 車がスピードを落すところだが，予期に反し低濃度，15（両側木立）は例外 | 風下側と谷側が枯れている |
| Parking area | B　13　16　(18) | 一般に風通しがよく，車の数の割に低濃度（CO は 0〜4 ppm） | 植生が殆んどないか，人為的枯損がはっきりしている |

地形を模式的に表している。大気汚染欄の一酸化炭素濃度 20 ppm は福島市内で交通渋滞がひどく汚染濃度が甚しい柳町交叉点のそれに匹敵する。植物被害の概況は道路周辺の状況に対応して見られる特徴をまとめたもので，山岳道路の沿道に起こる大気汚染のモデルとして，他の地域に適用してもよくあてはまると大気汚染関係者は言っている。

福岡は福島市信夫山公園を南北に貫通するトンネル付近でも同様の観測を行い，トンネルの出入口付近の大気汚染濃度が著しく高く，自動車の排気ガスによる植物被害が大きいことを述べているが，これは自動車の交通量の多いトンネルは共通に見られる現象である。

都市域の内部では，丘陵や谷などの小地形のほかに，建築物や緑地，河川など地上被覆が大気汚染の分布に及ぼす影響も小さくない。光化学スモッグと関連して謎とされ，今日に至るまで明快な解決を見ていないのは，東京の立正高校や石神井南中学校のような局地的重症被害の発生である。環境庁や東京都などが，これらの学校周辺で特別観測を実施した結果，局地的地形や地被の影響で，局地的な汚染濃度の差や局地的気流が生じること は確められたが，被害を説明するまでには至っていない。他方，リモートセンシングの技術の進歩によって，広域の地表温度を短時間に観測できるようになり，とくに夏の日中には，ビルの屋上や日射のあたっている側壁，一般家屋の屋根，舗装道路は著しく高温となるのに対して，緑地や河川・海などの表面は低温で，両者の温度差は 30°C 以上に達する FUJITA et al. 1968)，(土屋巌1973)。このような地表面温度の差によって，高温な市街地では上昇気流が，また低温な緑地や河川の上では下降気流を生じていることが，テトルーンを用いて確められた（ANGELL, et al. 1966, 1968)。わが国でも上述の光化学スモッグの特別観測において，同様の観測結果が得られているが，上空の高濃度の光化学オキシダントが集中的に特定の地点に下降するという仮説を裏付けることはできなかった（環境庁1972)。光化学スモッグの被害が，内陸部の台地上の斜面と接する部分，台地を刻む河谷底およびその斜面などの谷，盆地状の地域などが多い（伊藤他 1971）という調査結果もあるが，その小気候学的説明はまだできていない。

煙突の排煙による大気汚染の場合にも，周辺の地形の影響が大きいことはいうまでもない。前章で触れたやや規模の大きい地形のほかに，都市域の内部では建物自体の影響による排煙の吹き下ろし現象も無視できない。この問題は視点を変えると最近高層ビルがひき起こす強風害として社会問題にもなったビル風とも関係が深い。建築物周辺の風の分布の実測やビルの谷間の大気汚染の研究は，最近気象学だけでなく建築学（環境工学）の分野でも盛んに行なわれている。都市の中の風の分布は非常に複雑であるが，最近は風洞実験によって建物周辺の気流を解析する研究も行なわれている。

小地形の直接の影響とは言えないが，室内と屋外の大気汚染濃度の差異についての研究もかなりある。もちろん建物の構造や季節によっても異なるが，一般に屋外の $SO_2$ やばいじんなどの濃度が高くなるほど屋内/屋外の濃度の比率は低くなること，濃度の変化は屋外と比べ屋内では位相が遅れる点が共通である。

## VI 大気汚染の遠隔測定

地球資源衛星（ERTS）の写真によって京浜工業地帯の煤煙が冬の北西季節風によって東京湾上を三浦半島付近まで流されている様子が捉えられた。このように汚染源から排出された汚染質の拡散や平面的な分布の様子を調べるには，航空機や人工衛星などから写真撮影を行なうことによって，簡明直截に実態を捉えることができる場合が少なくない。さきに述べたように，東京を中心とする首都圏の光化学大気汚染は，広く続いた市街地が大汚染源となって発生した汚染質が，海風領域内に閉じこめられて光化学反応を起こし，巨大な汚染気塊を作って関東平野を蔽う。科学技術庁資源調査会の報告（1972）では，この汚染気塊形成の状況を関東南部の閉鎖大気という言葉で表現した。わが国の光化学大気汚染も光化学スモッグという言葉が定着したとおり，多くの場合視程障害を伴う白濁した汚染大気を生じるから，このような遠

隔探査の方法をとることによつて，汚染気塊が風によつて移動する様子を把握できるだろう。

現在から約10年前までは，大気汚染気象の研究の焦点は，汚染源近傍の高濃度汚染に絞られていたので，その気象学的な裏付けとなる拡散理論も汚染源からせいぜい10 km 程度の地域内を対象として発展してきた。しかし，1960年以後，大気汚染防止対策のため200 m を越える高煙突が多くなつてから，煙突から排出された煙の流れが，予想外に風下に遠距離まで続いていることが航空機によつて確認された。とくに PETERSON (1968) が米国の Brookhaven にある火力発電所の煙が，中立状態の温度成層をもつた下層大気中をゆるやかに蛇行しながら，大西洋上を 300 km も流れて行くのを観測した例は有名である。このように汚染源から風下距離が 100 km を越える汚染質の長距離輸送を裏付ける観測事実はすでに数多くあり (MUNN et al. 1972)，このスケールの大気汚染のモニタリングが気象衛星によつて行なわれることは時間の問題である。




第６図　1972年７月29日午前の東京湾周辺地域の $NO_2$ 積算濃度分布 (ppm·m)．測定高度 400 m でバリンジャー相関スペクトロメーターで観測した．(環境庁 1973)

大気汚染質の濃度自身を遠隔測定する試みも少なくない。そのもつとも代表的なものはレーザーレーダー（ライダー）を用いるものである。大気汚染濃度の観測は通常の方法では大型の観測器械が必要なため，地上濃度だけで，上空の大気中の汚染濃度はカイツーンや航空機などを利用して捕集した空気を地上に持つてきて濃度測定をするのが普通である。しかしこれでは多額の経費と労力が必要で，定常的な常時観測は不可能である。近年高煙突からの煙の拡散や光化学反応による二次汚染質の上空大気中での挙動が問題になるようになつて，地上から直接汚染物質の鉛直輸送や逆転層の探知のためにライダー観測の重要性が改めて認識されている（内藤 1973)。

これとは別に地表から上空 1000 m ぐらいまでの大気中に含まれる NOx や SOx などの鉛直方向の平均濃度（積算濃度）を，航空機に積載した相関分光装置（コリレーションスペクトロメーター）で観測する試みもなされている。この器械は $SO_2$, $NO_2$ などが持つている固有のスペクトルと大気中に含まれる $SO_2$, $NO_2$ などから得られるスペクトルの相似の度合から，大気中に含まれるこれらのガスの定性定量分析を行なう装置で，カナダのバリンジャー社が開発したので，バリンジャーとも呼ばれている（大喜多 1974)。第６図はこの器械で観測した東京付近の $SO_2$, $NO_2$ の濃度分布の例である。将来はこの種の器械を人工衛星に搭載して，バックグラウンド汚染濃度をリモートセンシングで観測しようという企てもある（河村 1974)。

このほか，大気汚染によつて生じた樹木の被害を飛行機や衛星から撮影した赤外カラー写真を使つて解析しようという試みも実行されている。わが国では東京付近で農林省林業試験場によつて実施されたものが有名である（資源調査会 1972)。また大気汚染質の挙動，とくに輸送を考える上で意義のある地表面温度についてもこれと類似して観測が行なわれていることは前述のとおりである。

## VII　あとがき

わが国における大気汚染気象の最近の動向として注目すべき問題には，上述の諸問題のほかに，大気汚

染のモデリングとシミュレーションが挙げられる。これについては数多くの研究調査があるが，別にまとめられる機会もあると思うので，ここでは省略したい。

なお本文中には主な引用文献だけを挙げたが，その他のものについては，筆者（1972 d）のまとめた文献目録および近く刊行予定の文献目録（続）を参照していただければ幸である。

終りにこの総合報告をまとめる機会を与えて頂いた矢沢大二教授に深謝の意を表わすとともに，製図をお願いした木下真理嬢にも併せて謝意を表する。この研究の一部に文部省科学研究費特定研究（人為的要因による気象・気候の変化の研究　代表者山本義一）を使用した。

## 文　献


伊藤政志，福岡三郎，大平俊男(1971)：光化学スモッグと地形について　東京光化学スモッグに関する研究(第1報)，176-197.

環 境 庁(1973)：光化学反応による大気汚染立体調査報告書.

河村　武(1966)：中部日本における冬の地上風系—とくに冬の季節風に関連して．地理学評論，**39**，538-554.

——(1970)：南西気流に伴う中部日本の地上風系．地理学評論，**43**，203-210.

——(1972 a)：光化学反応による大気汚染と気象条件．光化学反応による大気汚染，日本公衆衛生協会．85-93.

——(1972 b)：日本の都市における大気汚染．地理学評論，**45**，231-245.

——(1972 c)：大気汚染気象の動向と背景．天気，**19**，467-483.

——(1972 d)：都市気候と大気汚染の文献目録．173 p.

——(1974)：バックグラウンド大気汚染の観測．気象研究ノート(119)，印刷中.

久保朋弘(1972)：大阪府における光化学スモッグと気象条件．公害と対策，**8**(9)，59-64.

内藤恵吉(1973)：ライダーによる対流圏観測．気象研究ノート(116)，61-70.

大平俊男・朝来野国彦・福岡三郎・宇田川満・泉川碩雄・舟島正直・伊藤正志・横田久司・山本剛夫・西田　薫・大橋及紀・荒井民雄(1973)：風洞実験による街路周辺の自動車排気ガスの濃度予測について．東京都公害研究所年報，**4**，18-34.

大喜多敏一(1971)：Barringer 相関スペクトロメーターによる川崎市工業地帯からの $SO_2$，$NO_2$ の地域発生量および三原山からの $SO_2$ の発生量の測定．公衆衛生院研究報告，**20**，47-53.

資源調査会(1972)：高密度地域における資源利用と環境保全の調和に関する勧告—基礎資料—．資源調査所資料第19号.

高野憲治(1973)：関東地域における局地風の立体構造．昭和48年度日本気象学会秋季大会発表.

土屋　巌(1972)：緑地と都市気候—都市における自然緑地・人工緑地・河川等の熱的特性—水利科学(84)，29-56.

福岡義隆(1972)：スカイライン沿道の大気汚染調査．大気汚染研究，**7**，27-32.

ANGELL, J. K., PACK, D. H., HOLZWOTH, G. C., DICKSON, C. R. (1966) : Tetroon trajectories in an urban atmosphere. *J. appl. Met.*, **5**, 565-572.

ANGELL, J. K., PACK, D. H., HOECKER, W. H. (1968) : Tetroon flights over New York City. *Weather* **23**, 184-191.

BENSON, F. B., HENDERSON, J. J., CALDWELL, D. E. (1972) : Indoor-outdoor air pollution relationship : a literature review. Environmental Protection Agency. U.S.A. 73 p.

FUJITA, T., BASALT, G., TSUCHIYA, K. (1968) : Aerial measurement of radiation temperatures over Mt. Fuji and Tokyo areas and their application to the determination of ground- and water-surface temperatures. *J. appl. Met.* 7, 801-816.

MUNN, R. E., EGGLETON, A. E. J., FACY, L., PACK, D. H., SCHMIDT, F. H. (1972) : Dispersion and forecasting of air pollution. *W. M. O. Tech. Note* (121), 1-88.

OECD (1972) : Documents of special working party session of air management sector group in Japan 20 th to 29 th september, 1972.

PETERSON, K. R. (1968) : Continuous point source plume behaviour out to 160 miles. *J. appl. Met.* 7, 217-226.


(1974年2月6日受理)

# 海外鉱物資源の開発について

平 塚 保 明*

昨年の秋に勃発した中東紛争を切つ掛けに始まつた石油の供給削減と価格の大幅引き上げ問題は，世界的な規模で政治，経済，および社会的な大反響を引き起しているが，特にエネルギーおよび原材料としての石油資源を自国内には殆んど全くと言つて良い程産出しない日本への影響は，特に深刻で計り知れないものがある。

政府は特使を産油国をはじめ関係各国に派遣し，石油の確保のため最大の努力を払い経済，技術協力との引き換えでその確保に努めているが，田中総理も公式訪問先の東南アジアでは激しい反日デモに見舞われ予定の行事を一部は取りやめる始末であつたが，この間に本来治外法権であるべき日本大使館に多くの暴徒が乱入し，日の丸の旗を引きずり降ろし乱暴狼藉を極め著しく国家の尊厳を傷つけられたにも拘らず断固たる抗議すらも取り得なかつたのも石油の欲しさからとも考えられ，改めて資源の乏しい国の悲哀を痛感せざるを得ない。

今回産油国は石油を政治的武器として使用することにより，イスラエルとアラブの戦争終結を有利に展開することが出来，その効果の絶大なことを身に染みて確認したことと思う。これらの事実は石油以外の資源保有国にとつて改めて大きな参考ともなり，資源産出国の立場を一層強固にしたことと思う。既に銅については CIPEC（銅輸出国政府間協議会）では資源確保と価格維持のための共同権利宣言を作成中であるとも言われている。

恐らく今後の資源供給は，消費国からの要求によつてではなく，産出国の国益という立場で決定されることが一段と強化されるであろう。われわれ金属鉱業関係では既に20年以上も前から海外の未開発の各地で資源の探鉱開発について営々として努力を続けて来ており，また政府もこの数年前から発展途上国に対して経済協力を第一義とした鉱物資源の開発に力を入れて来ているが，今後も引き続きなお一層積極的に産出国にアプローチし，自らの努力で新規資源の発見開発に努め，世界の鉱物資源の生産と供給力を増大すると共に，これによつて産出国の経済社会の発展と民生の安定を図り，結果としてわが国も必要とする資源の配分に与り共存，共栄の実をあげる様致したいものと思う。

この海外鉱物資源の開発問題について，筆者は昭和44年に学士会々報に投稿以来何度もこの問題について講演も重ねて来た。最近では48年9月に日本学術会議で講演したが，この要旨は当事業団の機関誌の探鉱十周年記念号に載せてあるから，海外開発についての戦後の需給や変遷，現況などについては重ねてここに取り上げることはやめ，専らわが国政府のとつている海外鉱物資源政策について，すなわち国の委託と補助を受けて実施している金属鉱業事業団の海外における事業の概要について述べ併せて関係のある諸問題について触れて責を塞ぎたいと思う。

通産省は昭和43年度からそれまで国内の探鉱活動のみを行なつていた金属鉱業事業団に海外における資源確保のための諸施策を行わせることとし，最初は先ず 1) 海外情報，資料の収集，提供。2) 地質構造の調査。3) 探鉱資金の融資。および 4) 開発資金の債務保証の4つの業務が加えられた。その後逐次業務は追加拡大され45年からは発展途上国に対する資源開発協力基礎調査，46年から地域開発計画調査，さらに47年からは外貨貸制度，ウランの成功払融資および海底地質調査船の建造業務をも仰せつかつた。また対象鉱種も当初，銅，鉛，亜鉛，満俺の4種に限られていたが

* 金属鉱業事業団

45年からウランおよびニッケル，46年からボーキサイト，47年にはクロームが追加され今日に至っている。これらについて順を追って述べて見たい。

## I　海外資料，情報の収集および提供業務

この目的達成のために事業団に資料センターが設置され資源有望国に対する地質鉱床，探鉱開発，および鉱業諸法規をはじめ鉱業事業に関係のある一切の情報を収集し，また地質鉱床図その他の図書類を集めこれらを整理分類保管し広く関係方面の利用に供している。また海外調査員を各地に長期に派遣，駐在せしめて情報を収集報告させる外，他の政府機関や海外コンサルタントに委託して調査を行ない更にまた毎年海外の数地域に調査団を派遣する等の方法により各地域の鉱業事情を把握し，また地質解析，開発環境解析および総合解析の3委員会を設け，これらの集収した試料に基づき解析検討し，金属資源の賦存可能地域などについての結果を取り纏め報告している。長期派遣員は43年にキャンベラに駐在したのが始まりで，その後逐年駐在箇所も増え，現在はキャンベラの外，ロンドン，オタワ，リマ，マニラ，アジスアベバおよびメキシコ市の7カ所で，49年にはリオデジャネイロにも置くことが予定されている。なお49年度から新しい計画として，資源保有国の鉱業関係の有力者を日本へ招聘し，日本の金属鉱業をはじめ関連産業の実体を視察せしめて今後の協力関係を一層緊密にしようという目的で有力者招聘の予算も内定している。

これらの集められた試料は海外鉱業情報，海外鉱業ニュース，海外鉱業事情報告書その他の資料として纏められ印刷して広く関係方面に頒布し利用に供している。

| | |
|---|---|
| 海外資料 | 53 |
| 海外鉱業情報 | 32 |
| 海外鉱業事情調査報告書 | 13 |
| 調査解析委員会資料 | 16 |
| 海外資料リスト | 7 |
| 計 | 121 種 |

これらについての予算は（事業費のみ）48年度55,942千円であり49年度は63,956千円が内定している。

なお今日まで（49年1月現在）に資料センターにて刊行した資料は左下の通りである。

## II　海外地質構造調査

この調査は43年度から実施されたがこれは鉱物資源の賦存が有望視される国において日本の鉱山会社が探鉱権を許可された地域について国内において実施している広域および精密調査に類する基礎調査は国の補助金を受けて行うもので，この調査を鉱山コンサルタントを活用し3～4年に亘る継続した調査であるが，この結果得られた有望地域については続いて

1)　先進国については当事業団の融資

2)　発展途上国においては経済協力基金よりの融資を受け，企業探鉱を進めることになつている。この調査の事業費は国の補助金が3分の2（但しボーリングは2分の1）と関係企業の負担金3分の1（但しボーリングは2分の1）で行なつている。

この作業は先づ情報解析によって地域を選定し，空中調査，物理探査，地質調査等によって予察を行う。この広域地質調査により有望地域を絞り，次いで地上物理，地化学および地質調査等の精査により有望鉱床地帯を選定し，更にボーリング等により企業探鉱への指針を与えようとするものである。

48年度はザイール国シャバ，ペルー南部，ボリビヤ中部，エチオピア北部，パナマ中部，パプアニューギニア，ブラジル　ジャコビナ，カナダ BC 州北部，フィリッピン西部，サウジアラビア中部の10地域で調査を行なつている。このうちザイール　シャバ，ペルー南部，ボリビヤ中部，エチオピア北部，パナマ中部，ブラジル　ジャコビナ等においては何れも有望な鉱床の賦存を確認しており今後の発展が期待されている。以上のうち3地域については本年で調査を終了するが，49年度は継続7地域と新規にイラン外3地域をこの対象とし調査する予定である。この総事業費の48年度予算は677百万円で49年度には787百万円を予定されている。

## III　海外探鉱融資

43年度から実施しているが一般貸付けと特別貸付けとに分けられる。

1)　一般貸付け

対象地域は先進国およびその信託統治領に限られている。すなわち米国，カナダ，および豪州の3地域でありその他の発展途上国の鉱山については経済協力基金が融資することになつている。対象鉱種は銅，鉛，亜鉛，満俺，ニッケル，ボーキサイトおよびクロームの7種類である。融資比率は所要資金の50%以内，特別の場合は70%以内，利率は年6.5%で1年据置9年均等償還である。また47年からは外貨貸制度が実施され，所要資金の一部を外貨で貸しているがこれは融資額の90%までが認められていたが，本年一月から50%にまでに減額させられた。48年度の一般貸付け件数は三菱金属外4社で7プロジェクトとなつている。

2)　特別貸付け

ウランについては45年度から一般貸付けを行なつていたが47年度からは特別貸付制度が認められることになつた。この制度はウランについてのみ認められるものでいわゆる成功払融資制度である。

但し，これは合弁事業または共同事業の結果生産されるウラン鉱について探鉱資金の分担割合に応じた取得権を持ち，事業の実施計画についても発言権を有することが必要な条件となつている。融資比率および利率は一般貸付けと同じであるが，据置期間は8年で探鉱が開始されてから8年以内に商業的生産に達しないとき，あるいはまた生産に達したときでも天災，戦争等借受人の責に帰することが出来ない理由によりウランの生産が出来なくなつてしまったときには返済が免除される。また成功した場合には若干のボーナスを15年間に亘り払うことに決められている。ウランについては一般融資で45年から米国のララミーおよびワイオミング，カナダのリオアルゴムおよびロッククリークで探鉱融資を行なつて来たが，残念ながら何れも成功せず中止された。このウランについては多くの国では一般鉱山と切り離して原子力委員会で扱うなど，特別の扱いをしている関係もあつてその後新しいプロジェクトも途絶えていたが48年の後半に至り，豪州ウラン探鉱会社に初めて成功払融資が適用されることになつた。このプロジェクトはキンバレー外5地域に亘つているがこの他に三井系のウラン開発(株)で豪州で大平ウラン探鉱(株)が南米で探鉱を計画中である。

48年度は今日までに一般，特別両融資併せて759,390 US $+32,749千円の探鉱費が貸付けられている。

従来事業団の融資は先進国に限られていたが49年度から上述の様にウランの成功払についてのみ後進国も対象に加えられることになつた。今後はこれにより中南米やアフリカ等の発展途上国のウランの探鉱も容易となるから新しいプロジェクトも出て来るものと期待している。

## IV　債務保証

これは44年度から実施された業務であるが，海外において金属鉱山の開発を行う本邦法人が，その開発に必要な資金を金融機関から借入れる時にその債務を保証するものである。これは海外で建設した構築物や機械装置その他の物件は担保として認められないため，鉱山の開発に当つて担保物件が不足し金融が実行出来ず開発が進まないというようなことが生じない様にするためのものであつて，海外において金属鉱物の採掘およびこれに付属する選鉱，製錬その他の事業を行う日本法人またはこれに資金を供給する日本法人を対象としている。

対象鉱種は融資の場合と同じく8鉱種に限られており，原則として所要資金の80%以内となつている。また保証料率は年0.4%である。この基金は現在32億円で全額政府の出資金であり保証枠は基金累計の15倍であつて現在その枠は480億円である。

現在保証を実行しているプロジェクトはザイール鉱山会社のムソシ鉱山をはじめ7社6プロジェクトで，外貨による保証も行つており保証実行残高は (49年1月現在) 5,415千 US $+11,682,090千円で未だ余裕があるが49年度予算では更に15億の枠が追加されることになつている。

## V　資源開発協力基礎調査

発展途上国のうち，資源的に有望と目される地域について相手国からの要請に基き調査の具体的な内容について両国間で協定を締結し，外務省の外廓機関である海外技術協力事業団（OTCA）と共に共同して調査を行つている。これには，現地における調査の実務の指導も行ない，またその結果得られた鉱物資源に対する基礎資料を相手国に無償提供するものであり，これにより技術協力の実を挙げようとするものである。これはインドネシア政府からの要請により45年からスラベンのNo. 4地区ではじめて開始した業務であるが鉱山コンサルタント等を活用して通常3～4年の継続事業で実施するものである。なおこの制度で得た結果については当方は何等の権利関係も要求しないこととし，もし優良鉱床が発見されこれを開発するに当り相手国政府がこれを国際テンダーに出す様な場合には日本側も対等な立場で然るべき鉱山会社に応札させることにしている。

これは全くの無償の技術供与であるから，各国からの要望も多く43年度は3地域，47年度は5地域と増え，48年度はペルーのヤウリ地区，フィリッピンミンダナオ東部地区，ビルマモニワ地区，エチオピア西部地区，トルコ東部地区及びペルーミチキジャイ地区の6地区で調査を行つている。

この調査はまず事前調査をし相手国政府と協定折衝を行い，ついで空中写真による地形図の作製からはじまり空中磁気，写真地質，各種物理探査，地化学探査，地質調査に次いでボーリングを行い場合によれば坑道探査により鉱床の賦存の状況を調査する。

この調査に当つては事前調査から現地の協定折衝，コントラクターとの入札から調査報告書の作製まで一貫して当事業団が責任をもつて実施している。この報告書は英文に訳され，海外技術協力事業団の名において相手国側に提供されることにしており外務省の行う発展途上国に対する技術協力の枠内から逸脱しない様にしている。

48年度の予算は OTCA 分を含めて727百万円であり49年度は939百万円が内定している。

また明年度予算では採掘鉱石の選鉱試験を行うパイロットプラントの建設も認められ鉱山開発のフィージビリティーレポートの作製も容易となつた。

また48年度で調査の終了する予定地域は，フィリッピンのミンダナオ東部およびペルーのヤウリ地区の2カ所であるが，両所共全くのバージン地域での調査であつたが，今後両地域とも大規模に発展を期待出来る優良なポーフィリーカッパーの鉱床を把握しており，現地新聞にも大きく報道されている。これは前記の海外地質構造調査でも数多くの有望鉱床を発見し成果を上げつつあるのと併せて，わが国政府の海外における金属鉱業政策が立派な成果を上げていることを現わしているものと言えよう。なお49年度はビルマ外4地域の継続とイラン外新規4地域計8地域でこの調査を行う予定である。

## VI　地域開発計画調査

これは46年度より始まった仕事で資源開発協力基礎調査によつて開発が予想されたり，また現在開発が進められようとしている鉱山を中心にその周辺の社会開発計画を作製しこれを相手国に無償提供する。これにより当該地域社会の健全な発展を促し経済協力の実をあげようとするものである。

すなわちその鉱山の開発のために必要な道路，港湾，橋梁，鉄道，水道，電力から学校，病院，住宅，農場その他の建設開発計画を作製するものである。この調査には国際開発センターの協力を得て実施しているが，今迄にザイール国ムソシ鉱山，ペルーのミチキジャイ両鉱山について調査を実施した。また49年度はビルマのモニワ鉱山について実施の予定である。

このインフラストラクチュアの調査は開発計画を樹てるまでであるが，この建設費は多額に上るので鉱山の開発費の中に引きくるめると鉱山の収支が著しく悪化し開発が困難となることが考えられるので，これらのインフラストラクチュア関係の費用は鉱山プロパーの開発費と切り離して調達することが望ましい。

以上が当事業団の海外における現在の業務の大要である。

この他に日本列島周辺の海底地質調査やハワイ諸島の周辺などの深海底に多量に存在するといわれている満俺団塊の調査のための特別な地質調査船を建造中であるが，その運営は当面工業技術院地質調査所が行うことになつているのでここでは省略したい。

### VII 49年度以降の新規事業

以上の外49年度から新しく認められた海外の業務として次の２つがある。これは共に事業団法の改正を必要とするため今の国会に提出して承認を得なければならない。

(a) 探鉱資金の出資

従来当事業団は海外探鉱についての出資機能が認められていなかつたが，49年度からこれが認められることに内定している。

これは原則として共同，大型プロジェクトを対象とし出資比率は50%を限度とする。またこの資金の枠は融資分と合せて49年度の予算では９億円が当てられている。

この出資金は，プロジェクトが成功して開発に移る場合には若干のボーナスを付して民間に買い取らせる。また失敗した時には消却することになっているが，この出資先としては海外鉱物資源開発(株)の活用が考えられている。これらの詳細については今後なお通産，大蔵両省間の取り決めに待たねばならないが，この制度の実施によつて海外鉱物資源開発(株)の探査活動は一段とやり易くなることは明かであろう。

今後 GG ベースによる協力調査で全く新規に発見された鉱床については，相手国側が引き続き日本側の協力を希望した場合は勿論のこと国際テンダーに出された場合にも海外鉱物資源開発(株)に応札せしめ，幸い権利を取得出来る場合には当事業団からの出資と民間からの資金を併せて探鉱会社を設立し，海外鉱物資源開発(株)が中心となつて探鉱を行いこれが成功して，F.R. が出来れば新に開発会社を設立する。事業団は国の定めた規準に従つて探鉱会社の株式を処分し開発にはタッチしない。開発会社の最大のシェアを持つた鉱山会社がチャンピオンとなり経済協力基金，輸銀および国際協力事業団(後述)の協力を得て，責任を以て開発に当るといつた一貫したパターンが出来ることとなるので是非これを実現させたいものと考えている。

(b) 海外共同地質構造調査補助金

従来から行つて来た海外地質構造調査は，日本側に経営権のあるプロジェクトに限られていたので，外国企業と共同で探鉱を行う場合に経営の主体が相手方に在る場合にはこの制度の補助金による援助は出来なかつた。

今回この様な外国企業との共同探鉱についても日本側企業の負担を軽減して探鉱の促進を図るために，日本側の分担金の２分の１を補助金で賄うことが出来る様にしたことである。今後は国際的な共同探鉱に日本の企業も参画するといつたケースが多くなつて来ると考えられるからこの制度の活用が多く望まれる様になると思う。

以上の外49年度から次の３件が認められることになつた。

(c) ウランの成功払融資に係る対象地域の制限の撤廃。前述の様に発展途上国におけるウランの探鉱にもこの制度が適用出来ることとなつた。

(d) 資源開発協力基礎調査の内容の改善。

1) 調査員の現地滞在が２カ月から３カ月に延長されこれにより現地における現地人への実地指導が容易となつた。

2) 坑道掘進による探鉱作業が認められた。

3) 選鉱のテストプラントの建設が認められた。

(e) 資料センターの内容改善

1) 長期派遣先が一カ所増。(リオデジャネイロ)

2) 鉱山関係有力者の招聘が認められた。

3) 高地勤務者の低地への一時移転，非健康地勤務者の一時帰国などの制度が認められた。

なおここでお断りしておくがこれらの各項目は何れも今国会で予算案が通過してはじめて実施に移せるものである。

以上当金属鉱業事業団の業務の大要を述べたが，これは取りも直さず日本政府の海外における金属鉱業政策を現わしたものといえる。

この外事業団とは直接関係はないが，海外開発に関連しての政策的な問題として現在ペンディングになつているものに次のものがある。

1) 特例ユーザンス問題

これは海外への投融資により生産した一時的過剰の鉱石の引取りに関連することであり現在期限が一年間延長を認められているがこの3月31日で期限が切れるので再度の延長が望まれている。この件は本年度末までに通産，大蔵の交渉により決められることになつている。

2)　海外鉱山に対しても減耗控除制度を適用すること。

内地の鉱山と同様に外地の鉱山にも適用する様に要請されているが，これについては通産，大蔵両省でプロジェクトチームを編成し一年間研究検討の上決めることになつている。

3)　アジア鉱物資源開発センター

これはエカフェ地区の鉱山開発のために地質相談所をエカフェ関係先進国からの援助で開設しようとするもので，日本は取り敢えず OTCA からの資金で数名の技術者を派遣する計画であり，バンドンに置かれることが決まつている。

4)　国連の天然資源探査回転基金

国連加盟国からの自発的拠出金を原資として，国連が発展途上国の資源開発に対して成功払方式で融資し，差し当つて非鉄金属を中心に資源の開発をしようとするものである。当初15年間は先進国から毎年2,000万ドル拠出し1件50万ドルの探査を実施する。探鉱が成功した時は返済の義務を負うが，不成功に終つた時は返済する必要はない。返済の期間は25年で毎年生産額の1～4％を返済する。基金が発足してから10年後には返済が始まり，その金額は15年後には年間の融資規模と同じく2000万ドルに達する見込であるから，その後は加盟国の拠出金に頼らなくてもよくなるとされており，この点から回転基金という名が付けられている。

5)　国際協力事業団

政府は49年度より現在の海外技術協力事業団および海外移住事業団を改組し，これに国際協力関係の業務を実施している既存の政府関係機関を吸収する等の措置を講じて国際協力事業団を発足させ，海外の資源開発を強力に推進せしめようとしている。これには今国会での法案の通過が必要であるが，現存の海外経済協力基金，輸出入銀行や金属鉱業事業団の業務との調整も必要と思われるが，これが発足により鉱山の開発についてのインフラ関係の資金や鉱山自体の開発資金の調達も容易になると考えられるからその実現を是非期待したいものである。

以上の5つの問題は当事業団と直接間接に関係を生じて来ることであり，実現の暁にはそれぞれ連絡調整を密にして協力して資源の開発に努めるよう心掛ける考えでいる。

## 結　語

以上海外資源開発の問題についてくどくどしく述べたが，この問題について政府は資源エネルギー庁鉱業課を中心に積極的な対策を講じており，今後は上に述べた金属鉱業事業団，国際協力事業団，経済協力基金，輸出入銀行などの政府機関の有機的活用によつて海外金属資源の開発は従前に比べて遙かにやり易くなるものと期待している。

この他資源ナショナリズムの昂揚によつて，発展途上国のみならず豪州，カナダ等の先進国においても，鉱山国有化の問題や加工度の向上，現地製錬への要望が強く現われて来るなど，色々とむづかしい問題が起つてきているが，何れにしても，今後の海外資源の開発は大規模に発展する可能性のあるものが対象とされるし，また次第に開発の条件の悪い僻地に移行することも考えられる。従つて探査や開発にも多額の費用を要し，リスクも一層大きくなるであろう。

斯様な点からしても今後の海外資源の探鉱開発に当つては単に鉱山会社のみならず需要先や商社，金融機関も加わつた様な共同した強力な組織であることが望ましい。併しながらその経営に当つてはチャンピオンとなる経験のある鉱山会社が責任を以て当らねばならぬことは勿論であろう。なおまた今後は探鉱までは日本が行つても開発の段階に入れば日本が単独で行うということは特に大型プロジェクトでは考えられなく相手国との合併企業となる。またそのシェアーもマジョリテーを持つことはむづかしく経営権も相手国側が持つといつたケースが多くなるであろう。鉱物資源はその土地の持つ天与の財産であり一度採掘すれば再生はきかない。従つてこれを開発してわが国の経済，社会の発展に役立たせようとするには同時

にその資源の保有国の経済の発展，地域住民社会の福祉にも貢献するものでなくてはならない。またこの開発にはお互の理解と信頼が何よりも大切でありどこまでも互恵，協調の精神で先づ相手方を潤し，然る後に当方も結果として必要とする資源の確保が出来るといった考え方に立つて実行すべきであると思う。

なお今後の海外鉱物資源の探鉱開発は一層不便な未開発地域に多く，自然的の悪条件や疫病その他の危険も多い。従つてこれに従事する役所，事業団鉱山会社をはじめ業務を請負うコンサルタント会社の技術者，従業員諸君の苦労も並大抵のことではない。これらの諸君の御骨折りに対して心から敬意を表すると共に安心して調査探鉱に邁進して開発に移り，生産を上げられる様十分な対策も講ずる様に希望してやまない次第である。

（参考）

金属鉱業事業団は上記の海外業務のほか国内の鉱山について広域，精密調査および探鉱費の融資を行つている。また48年から国内の休廃止鉱山の蓄積鉱害防止等の業務も行つており，48年度の予算は一般会計と財投を併せて104億円，同年度末資本金は92億円強，役職員は152名である。

**註**

1. 海外鉱物資源の開発．学士会会報，1969，Ⅳ
2. 海外探鉱開発の趨勢．鉱山地質，1970-20 (100号)（日本鉱業協会，現場担当者会議講演1970．5．20)
3. 1970年代に於ける地下資源開発の展望（第6回鉱業労働災害防止大会講演 1970．11．11）協会報，21号
4. 海外に於ける鉱物資源の探鉱開発とその問題点（日本鉱業会通常総会記念講演1971．4．1）日本鉱業会誌，1971，6
5. 金属鉱業の探鉱開発の現状と今後の展望（金属鉱業政策推進会議総会講演 1971．12．2）金属鉱業事業団 探鉱49号
6. 海外資源の開発について（日本学術会議講演 1973．9．20）金属鉱業事業団 探鉱10周年記念号

（1974年2月4日受理）

地学雑誌 83, 3 (1974)

# インドネシアの火山観測

諏　訪　彰*

## Volcanological Observation in Indonesia

Akira SUWA

### I コロンボ計画によるインドネシア火山観測体制整備技術協力のための予備調査

インドネシア政府から，同国の火山観測調査体制整備のため，日本政府のコロンボ計画による本格的な技術協力と，その前提としての筆者を団長とする調査団の早期派遣の要請があつたので，外務省および海外技術協力事業団（OTCA）は，火山関係調査研究機関などと協議し，それに応じた。それで筆者は，1972年11月22日～12月23日，気象庁観測部地震課の清野政明・沢田可洋の両氏とともに同国へ出張し，実情を調査してきた。

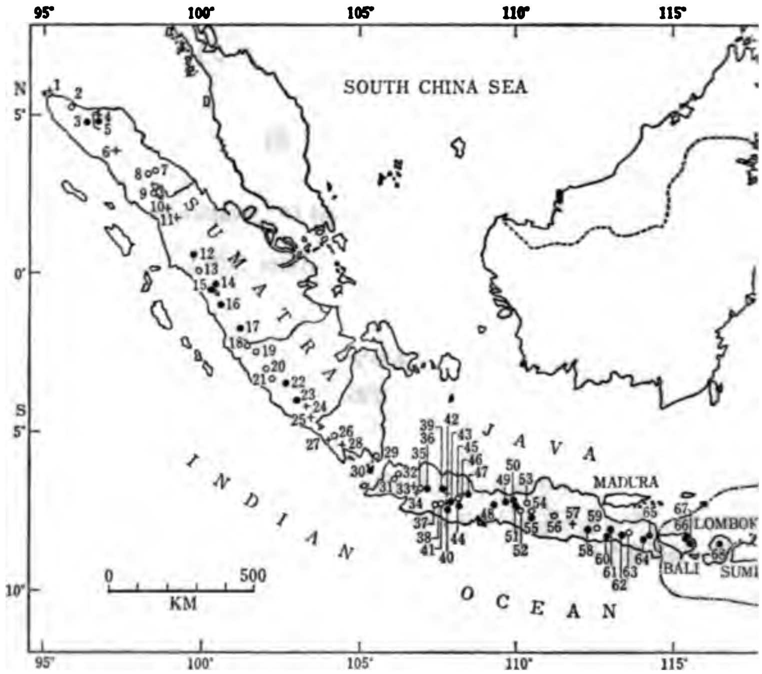
インドネシアは，確認された広義の活火山（噴気・硫気地域を含む）だけでも約130山を有し，火山は，利害ともに国民生活と極めて密接な関係がある。赤道地帯のため，海岸沿いは年中酷暑に悩まされ，疫病も流行しやすいので，人々は好んで山岳部に住みついている。なお，高温多雨のため，火山砕屑物は土壌化されやすく，火山地域は肥よくな農耕地となつている。しかし，そのために，噴火があると惨害を出しやすく，しかも同国の諸火山の噴火は，概して，巨大で，かつ，凶暴的である。大規模な爆発や溶岩流出活動のほか，火砕流や火山泥流を生じやすく，降雨による2次的な大泥流もよく発生する。それで同国では，世界史上まれな大噴火災害がよく発生してきた。このため，同国では，火山災害やその防止についての官民の関心は極めて高い。殊に，ジャワ島とバリ島は，日本と同様に人口ちゅう密なので，噴火災害も特に発生しやすい。ちなみに，日本では，官民ともに火山災害よりも，地震災害に対する関心の方が遙かに高いが，インドネシアでは，丁度，逆である。

このため，戦前，該地域を領有していたオランダ政府は，火山の総合的な観測調査や防災工事・警報システムの整備を積極的に進め，当時は，この分野に関する限り，日本よりも先進国といえるほどであつた。独立後のインドネシア政府も，火山対策を重点政策としている。現在，同国の観測調査研究は，資源の利用から防災に到るまで，ジャワ島西部の高原都市バンドンにある鉱山省地質調査所によつて，一元的に行なわれている。該調査所の火山部は，バンドン勤務者だけでも60余名を算し，16活火山に計26観測所を有し，やはり，60余名が火山観測に専従しており，これらの火山観測所は本所火山部が直轄している。総じて，組織・機構は，日本の現状よりもすつきりしており，専従職員数も多く，該地質調査所内ないしインドネシア政府内での発言力も大きい。

しかし，火山観測用の精密測器類が欠乏しており，レベルの高い科学技術者はまだごく少なく，かつ，それらを改善するための経済力も弱いなど，発展途上国に共通する難問をかかえている。このため，同国は，日本の積極的な協力を得て，全国火山観測研究体制整備（5カ年計画）を達成すべく，日本政府に特に要請してきたのである。

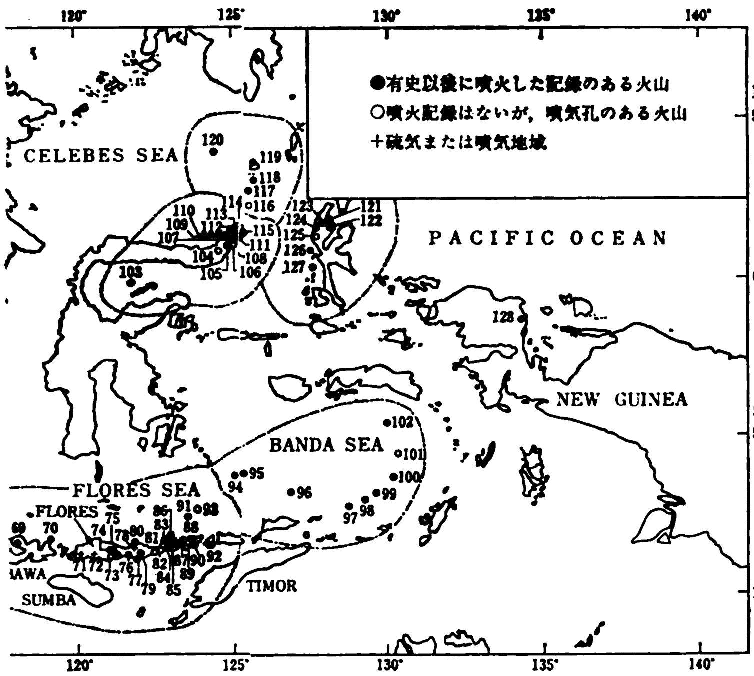
調査団は，首府ジャカルタにある日本大使館やOTCA事務所と連絡をとりつつ行動したが，筆者が，地質調査所長 JOHANNAS，地質図部長

* 気象庁気象研究所地震火山研究部
Seismological & Volcanological Laboratory, Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency




第1図　インドネシア

| No. | 火山名 | 海抜 (m) | | No. | 火山名 | 海抜 (m) | | No. | 火山名 | 海抜 (m) | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | PULU WEH | 584 | + | 27 | BEMATANG BATA | 約1000 | + | 53 | UNGARAN | 2050 | ○ |
| 2 | SILAWAIH AGAM | 1726 | ○ | 28 | HULUBELU | 1040 | + | 54 | MERBABU | 3145 | ○ |
| 3 | PEUETSAGOË | 2780 | ● | 29 | RADJABASA | 1281 | ○ | (55) | MERAPI | 2911 | ● |
| 4 | BUR NI GEUREUDONG | 2590 | + | 30 | KRAKATAU | 813 | ● | 56 | LAWU | 3265 | ○ |
| 5 | BUR NI TELONG | 2624 | ● | 31 | PULOSARI | 1346 | ○ | 57 | WILIS | 2563 | + |
| 6 | GAJOLESTEN | 1500 | + | 32 | KARANG | 1778 | ○ | (58) | KELUD | 1731 | ● |
| 7 | SIBAJAK | 2212 | ○ | 33 | KIARABERES GAGAK | 1511 | + | 59 | ARDJUNO-WELIRANG | 3339 | ○ |
| 8 | SINABUNG | 2460 | ○ | 34 | PERBAKTI | 1699 | + | (60) | SEMERU | 3676 | ● |
| 9 | PUSUK BUKIT | 1981 | ○ | 35 | SALAK | 221 | ○ | 61 | BROMO | 2329 | ● |
| 10 | HELATOBA-TARUTUNG | 500-1100 | + | 36 | GEDEH | 2958 | ● | (62) | LAMONGAN | 1669 | ● |
| 11 | BUAL BUALI | 1819 | + | 37 | PATUHA | 2434 | ○ | 63 | IJANG-ARGAPURA | 3088 | ○ |
| 12 | SORIKMARAPI | 2145 | ● | 38 | WAJANG WINDU | 2181 | ○ | 64 | RAUNG | 3332 | ● |
| 13 | TALAKMAU | 2912 | ○ | ㊴ | TANGKUBAN PRAHU | 2084 | ● | (65) | KAWAH IDJEN | 2386 | ● |
| ⑭ | MARAPI (MERAPI) | 2891 | ● | 40 | PAPANDAJAN | 2665 | ● | 66 | BATUR | 1717 | ● |
| 15 | TANDIKAT | 2438 | ● | 41 | KAWAH MANUK | 1950 | + | (67) | AGUNG | 3142 | ● |
| ⑯ | TALANG | 2896 | ● | 42 | KAWAH KAMODJANG | 1640-1730 | + | 68 | RINDJANI | 3726 | ● |
| 17 | KERINTJI | 3800 | ● | 43 | GUNTUR | 2249 | ● | 69 | TAMBORA | 2851 | ● |
| 18 | SUMBING | 2508 | ○ | 44 | GALUNGGUNG | 2168 | ● | (70) | SANGEANG API | 1949 | ● |
| 19 | KUNJIT | 2151 | ○ | 45 | TELAGA BODAS | 2201 | ○ | 71 | WAI SANO | 903 | + |
| 20 | BLERANG BERITI | 1958 | ○ | 46 | KAWAH KARAHA | 1125-1155 | + | 72 | POTJOK LEOK | 1675 | + |
| 21 | BUKIT DAUM | 2467 | ○ | 47 | TJERIMAI | 3078 | ● | 73 | INERI | 2245 | ○ |
| 22 | KABA | 1952 | ● | 48 | SLAMET | 3432 | ● | 74 | INIË LIKA | 1559 | ● |
| 23 | DEMPO | 3173 | ● | 49 | BUTAK PETARANGAN | 2222 | ● | 75 | AMBUROMBU | 2124 | ● |
| 24 | BUKIT LUMUT BALAI | 2055 | + | ㊿ | DIËNG | 2565 | ● | (76) | IJA | 637 | ● |
| 25 | MARGA BAJUR | 400-1000 | + | 51 | SUNDORO | 3151 | ● | 77 | SUKARIA | 1500 | + |
| 26 | SEKINTJAU BELIRANG | 1719 | ○ | 52 | SUMBING | 3371 | ○ | 78 | NDETU NAPU | 750 | + |




の活火山の分布

| No. | 火　山　名 | 海抜 (m) | | No. | 火　山　名 | 海抜 (m) | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 79 | KELI MUTU | 1640 | ● | 105 | SOPUTAN | 1784 | ● |
| 80 | PALUWEH | 875 | ● | 106 | SEMPU | 1549 | ○ |
| 81 | EGON | 1703 | ○ | 107 | BATU KOLOK | 890 | + |
| 82 | ILI MUDA | 1100 | ○ | 108 | TEMPANG | 900 | + |
| 83 | LEWOTOBI LAKILAKI | 1584 | ● | 109 | TAMPUSU | 1180 | + |
| 84 | LEWOTOBI PERAMPUAN | 1703 | ● | 110 | LAHENDONG | 780-988 | + |
| 85 | LEROBOLENG | 1117 | ● | 111 | SARANGSONG | 750-770 | + |
| 86 | RIANG KOTANG | 200 | + | 112 | LOKON-EMPUNG | 1580 | ● |
| 87 | ILI BOLENG | 1659 | ● | (113) | MAHAWU | 1331 | ● |
| 88 | LEWOTOLO | 1319 | ● | 114 | KLABAT | 1995 | ○ |
| 89 | ILI LABALEKAN | 1486 | ○ | 115 | TONGKOKO | 1149 | ● |
| 90 | ILI WERUNG | 1018 | ● | 116 | RUANG | 714 | ○ |
| 91 | BATU TARA | 748 | ● | 117 | API SIAU | 1748 | ● |
| 92 | SIRUNG | 862 | ● | 118 | BANUA WUHU | 12 | ● |
| 93 | YERSEY volcano | | ○ | (119) | AWU | 1320 | ● |
| 94 | EMPEROR OF CHINA | -2850 | ● | 120 | SUBMARINE VOLCANO IN | | ● |
| 95 | NIEUWERKERK | -2285 | ● | 121 | DUKON | 1087 | ● |
| 96 | GUNUNG API | 282 | ● | 122 | MALUPANG WARIRANG | 1115 | ● |
| 97 | DAMAR | 868 | ● | 123 | IBU | 1340 | ● |
| 98 | TEON | 655 | ● | 124 | GAMKONORA | 1635 | ● |
| 99 | NILA | 781 | ● | 125 | TODOKO | 979 | ○ |
| 100 | SERUA | 641 | ● | 126 | PEAK OF TERNATE | 1715 | ● |
| 101 | MANUK | 282 | ○ | (127) | MAKIAN | 1357 | ● |
| (102) | BANDA API | 658 | ● | 128 | UMSINI | 2665 | ● |
| 103 | UNA UNA | 568 | ● | | | | |
| 104 | AMBANG | 1795 | ○ | | | | |

第1表　インドネシアの活火山
No. は第1図参照.
No. に○が付いているのは火山観測所がある活火山.
下線は筆者らが訪ねた活火山.

HARTONO, 火山部長 D. HADIKUSUMO の諸氏と旧知の関係にあるためもあり，入国から出国まで，地質調査所が直接すべて世話してくれた。このため，調査団は，バンドン市を本拠地にして，ジャワ島の Tangkuban Prahu, Papandajan, Dieng, Merapi, Kelud, Semeru の6活火山と，バリ島の Agung, Batur の両火山を歴訪し，火山活動状況や観測施設・観測調査方法などをつぶさに視察し，かつ，スンダ海峡の Ana Krakatau 火山島もジャワ島西岸から遠望してきた。これらの活火山のうち，Semeru と Ana Krakatau の両火山は噴火中で，間歇的に噴煙を吹き上げていた。Merapi 火山では，火山性地震が多発しており，帰国のためバンドンからジャカルタに戻った日に噴火を開始し，小規模ながら，熱雲も発生した。

インドネシアとしては，日本が一方的に中途半端な経済・技術協力をするというのではなく，両国共同の本格的な総合的・組織的な観測研究プロジェクトを組み，5カ年計画で，確実に成果をあげられるようにすることを切望している。その主要な具体的事項を列挙すると，次のとおりである。

1) Merapi, Semeru 両火山（日本のA級活火山に相当）の常時観測網用の高性能地震計類の日本からの供与と，それによる観測・調査方法の開発。（常時火山観測体制整備のモデル・ケースとして）
2) 機動観測用の高性能地震計類の日本からの供与と，それによる観測・調査方法の開発。
3) 日本側は，3名程度の火山専門家（火山観測，火山測器，地質岩石）からなるプロジェクトチームを，5カ年にわたりインドネシアに常駐させる。（要員交代は可）
4) インドネシアは，日本へ〔具体的には，東京の国際地震学地震工学研修所 (IISEE)〕へ年次計画的に火山専門研修生を派遣する。

筆者らの予備調査団としても，今回の実態調査結果からみて，この程度のことをしないと，折角，何がしかの技術援助をしても，焼石に水となり，実を結び難いように考えられる。それで，調査団は，この線で OTCA ないし日本政府がインドネシアに協力できるように，関係方面に懇請中である。最近の国際情勢下における日本の立場からみても，これを達成することは，特に有意義と考えられるので，今後，その実現に，微力をつくしてゆくつもりである。しかし，日本としては，この分野でのかように本格的な国際協力は前例がないため，実現までには，相当のう余曲折を経なければならず，また，実現の場合には，気象庁はもとより，地質調査所・建築研究所や大学などの関係諸機関の理解ある協力が必要であろう。なお，前記4項のうち，4) のインドネシアから IISEE への年次計画的な火山専門研修生の派遣は，既に実行されつつある。

以上が，インドネシアにおける火山とその観測研究状況，今後の整備計画と日本の協力問題などの概要である。次に，同国の火山観測や防災策などについて，やや詳述する。

## II 火山活動の観測研究の現状

1942～45年の第2次大戦と，その後の混乱期のため，オランダ領時代からの火山観測施設はほとんど失われ，かつ，インドネシア共和国の成立に伴なって，白人はもとより，それとの混血の火山専門家も，順次，政府機関から追放されたため，この地域の火山の観測・研究は，一時，壊滅の危機にひんした。

しかし，1950年代から，同国人自身の手による火山観測体制の再建が積極的にはかられ，1957～58年には，地質調査所の D. HADIKUSUMO, I. SURJO の両氏が日本に留学し，東京大学と気象庁で約1年間研修を受け，気象庁では専ら筆者がその指導にあたつた。この両氏は，以後，今日まで，インドネシアの火山対策の中軸的存在で，特に前者は該調査所火山部長の要職にある。同火山部の観測課長 J. MATAHELMUAL 氏（火山観測），調査課長 KUSUMADINATA 氏（地熱開発）も，それぞれ，近年，日本に留学したことがある親日家である。ただ，戦後，この分野の創設，育成について，同様に日本の技術協力を期待してきた，フィリピンの火山調査委員会 (Commission on Volcanology. 火山専門の職員を抱え，総合的な火山観測・調査の実施機関）と違つて，インドネ

シア地質調査所は，最近まで，前記の IISEE へは火山専門の研修生は派遣しなかつた。これは，研修生募集上の事務的な不備によるらしい。しかし，地熱開発についての研修や，国際会議への参加などのため，該調査所員らもしばしば来日し，また，東京大学水上武氏，九州大学種子田定勝氏，北海道大学横山泉氏らも同国へ出張し，これらの諸氏や筆者らとインドネシア側との文通も絶えなかつたので，両国の火山専門家間の情報交換は，かなりよく行なわれてきた。

さて，インドネシア火山調査所火山部は，常設の観測・調査の２課のほか，地熱開発・火山岩屑制御の両プロジェクト・チームを有し，また，ジョクジャカルタ市には支所としての Merapi 中央観測所があり，更に，同火山を初めとする16火山に25観測所を持つている。従つて，該火山部は総数130余名の部員をようし，日本の国家事業としての火山観測を担当する気象庁よりも，遙かに多数の火山専門職員を抱えている。日本の気象庁の火山観測は専ら防災目的であり，地球物理学的方法にやや偏しすぎているきらいがあるが，インドネシア地質調査所は，地熱開発などの各種火山資源の利用開発まで一元的に所管し，かつ地球物理・地質岩石・地球化学的な観測・調査が総合的に行なわれている。また，バンドン工業大学などにも少数の火山研究者はいるが，いわゆる火山観測は地質調査所だけしか行なつていない。日本の現状とくらべれば，一長一短があるが，同国の火山観測調査体制は一貫しており，その点，極めて効率的といえよう。ちなみに，日本の気象庁も16火山で常時観測しているが，本庁にもまだ火山課はなく，観測部地震課と，付属機関の気象研究所地震火山研究部を合わせても，火山専門職員は10数名にすぎず，しかも，人事行政上の都合で，長年にわたつて，火山専門で通すことは困難である。従つて，長期的に見ると，インドネシアの火山観測・調査事業の方が強力に発展しやすい組織・体制を具備していると，言えよう。

1）観測課　26観測所の管理，火山機動観測の遂行，測器の保守，観測資料の整理・刊行などのいわゆる火山観測業務全般を担当。機動観測には，1970年代に整備された携帯用の電磁地震計な



第２図　インドネシア地質調査火山部観測課の課員たち．左端は Hadikusumo 火山部長，前列中央が筆者．(1972年12月15日撮影)

どが使われ，巡回観測（観測所のない火山や，観測所はあつても地震計が常置してない火山の定期的観測）と緊急観測（噴火や火山性異常現象が発生した場合）の２種に分けられる。（この点は，気象庁に類似）

2）調査課　防災対策を専門に担当し，後述する防災体制造りの資料をまとめる。例えば，将来，噴火が発生した場合の各種火山噴出物（２次的泥流なども含む）の到達範囲（危険区域）を予測するために，全国諸火山について，各種火山噴出物の分布や付近の地形などを精査して，危険区域の段階的な区分を行なつている。なお，日本では，この種の組織的な調査は，ほとんど行なわれていない。

3）地熱開発プロジェクト　火山地域での地熱エネルギーの利用を目的とし，Dieng 火山（ジャワ島中部）などの数火山で，地熱地域の探査を行なつている。このプロジェクトを行なうために，日本にも研修生を派遣。しかし，噴火防災上の火山観測整備では，日本との共同研究プロジェクトの実現を要請しているのに対して，地熱開発や地質図作成には，おもに米国（地質調査所）の組織的な協力を要請し，既に遂行されつつある。

4）火山岩屑制御プロジェクト　噴火災害を積極的に防止する目的で，1967～68年頃，建設省に特別委員会が新設された。本プロジェクトは，地質調査所が該委員会の相談役の務めをはたすために行なつているもので，防災上の諸施設の具体



第3図 Badak ダム．Kelud 火山からの泥流が南山ろくの Blitar 市を襲うのをさけるように，流向をそらせるために，1969年に完成．(1972年12月6日撮影)



第4図 Merapi 中央観測所（ジョクジャカルタ市，1972年11月29日撮影）

策，地点の選定などについて，火山観測・研究の立場から計画立案に参画し，実地調査なども行なっている。I. SURJO 氏がその責任者で，該委員会にも加わっている。この国特有の火山泥流対策が最重点で，Kelud 火山（ジャワ島東部）などの山ろくで泥流の流向をそらせるための大規模なダムの築造などが行なわれている。

5) Merapi 中央観測所 世界的に著名な活火山 Merapi（ジャワ島中部）の南ふもとにある古都ジョクジャカルタ市内にあり，該火山にある6観測所の中枢で，噴火の際の警報の地方行政機関への伝達なども行なっているが，また，バンドン市にある地質調査所の支所としての機能もある。Merapi 火山に対しては，該中央観測所13名，他の6観測所各3名前後で計16名，総数29名が常時勤務している。中央観測所の庁舎は71年に順次建築した。博物館や宿舎も付属派な建物で，将来は，全国各地の火山関係研修所としても使用の予定。

6) 火山観測所 1950年代から諸火山て測所の再建ないしは新設が開始され，目視けの所が多かつたが，一部では機械式地震る常時観測も行なわれ，以後，そのようなが漸増した。1972年11月～12月現在では，観測所は，第2表のように整備されていた電源が利用できる観測所は皆無に等しかつ動観測が主軸であるが，ほとんど旧式低倍械式地震計を修理・改造したもので，臨時の電磁地震計も老朽化している。火山観測最も多く，観測内容も一番充実している火山でも，目視観測だけの観測所があり，好条件のセロ火山観測所の地震計も，日本ックアップ（保坂）・記録器（勝島），手製器，香港製のバッテリ，ドイツ製の振子時つた具合に，戦前から戦後にわたつて各国社で製造された部品を寄せ集めたものでその他の特性もさだかではない。従つて，地震はある程度は記録するが，ざるで水をが深く，震源位置決定などはまず不可能てそれにしても，このような地震計を保守しを続けている MATAHELMUAL 氏らの涙ぐましいほどで，感歎のほかはない。これらの常時観測火山では，測温などの定観測も行なわれている。各火山観測所の職名前後で，義務教育だけの者が大半を占めが，計画的にバンドン市の地質調査所に集火山観測の実務を主とする研修を行なつてバンドン市にいる火山部員や，ジョクジャカルタ市の Merapi 中央観測所員はもとよりの火山観測所員も，極めて仕事に忠実・勤かつ，自己の職務・使命を自負しており，の部外者にも，大変，頼母しく感じられた

### III 火山噴火による災害と防災策

インドネシアは，地球上の活火山総数の1以上を有し，世界第1の火山国であるか

第2表　インドネシアの火山観測所リスト

| 島名 | (No.) 火山名 | 火山観測所名 | 火口からの距離 | 地震計 | 商用電源 |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | km | | |
| Sumatra | (14) Merapi | Kotabaru | 4 | 機械式(H) | なし |
| 〃 | (16) Talang | Batuberjanjang | 9 | 機械式(H) | 〃 |
| Java | (39) Tangkuban Prahu | Tangkuban Prahu | 0.1 | 電磁式(3Z) | 〃 |
| 〃 | (55) Merapi | Babadan | 4 | *電磁式(H, Z) | 〃 |
| | 〃 | Ngepos | 10.5 | なし | 〃 |
| | 〃 | Plawangan | 5 | 電磁式(H, Z)<br>機械式(2H) | 115V/50cycle |
| | 〃 | Deles | 5 | *電磁式(H, Z) | なし |
| | 〃 | Selo | 5 | *電磁式(H, Z) | 〃 |
| | 〃 | Jrakah | 4.5 | なし | 〃 |
| 〃 | (50) Dieng | Karang Tengah | 1 | 機械式(2H)<br>電磁式(Z) | 〃 |
| 〃 | (58) Kelud | Margomulyo | 6 | 機械式(H) | 〃 |
| | (60) Semeru | Argosko | 9 | 機械式(H) | 〃 |
| | 〃 | G. Sawur | | なし | 〃 |
| | 〃 | Tawonsongo | 9.5 | なし | 〃 |
| 〃 | (62) Lamongan | G. Meja | | なし | 〃 |
| 〃 | (65) Kawah Idjen | Paltuding | 3 | なし | 〃 |
| Bali | (67) Agung | Rendang | 12.5 | 機械式(2H) | 〃 |
| | 〃 | Budakeling | 12 | 機械式(2H) | 〃 |
| | 〃 | Batulompeh | 14.5 | なし | 〃 |
| Sangeang | (70) Sangeang Api | Tawali | 9.25 | なし | 〃 |
| Flores | (76) Iya | Ende | 5 | 機械式(2H) | 〃 |
| Banda | (102) Banda Api | Colombo | 2.5 | 機械式(Z) | 〃 |
| Sulawesi | (113) Mahawu | Tomohon | 3 | 機械式(2H) | 〃 |
| Sangir | (119) Awu | Bawendego | 7 | 機械式(2H) | 〃 |
| Makian | (127) Makian | Ngofakiaha | 3.5 | 電磁式(H) | 〃 |

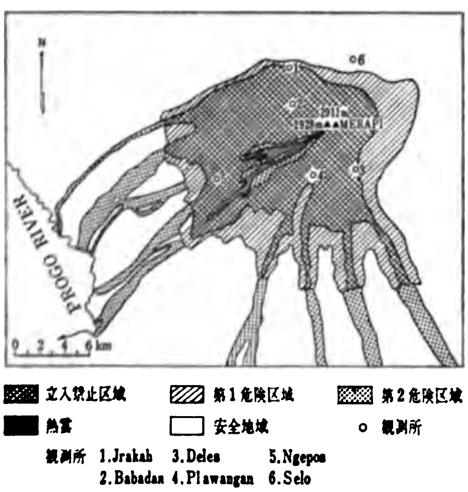
* 印は臨時観測．　H: 水平動，Z: 上下動．　火山の No. は第1図及び第1表参照．

の規模や凶暴性の点でも，比肩する国がないほどである。例えば，全世界で，多数の人命を奪った20大噴火災害を，第3表に列挙したが，犠牲者数がかなり明確なものだけに限ったので，結果的に，11世紀以降の噴火となった。これらのうち，実に12噴火災害は，インドネシアで発生した。ちなみに，噴火の規模と死者数とは必ずしも比例しないが，第1位の Tambora 火山の1815年大噴火は，噴火の規模でも，有史以来世界最大で，火山噴出物総量約150km$^3$，噴火の総エネルギーは$10^{27}$ erg 程度で，地球上で見られる地震・台風などの各種の天変地異に比べても，圧倒的に大きい。また，インドネシアでは，近年も毎年，10火山ほどが噴火し，どこかで実害を生じており，本1974年のサンギヘ諸島シアウ島の Api 火山大噴火でも，惨害を出した。

インドネシア諸火山は，噴火型式の中でも最も危険な火砕流・熱雲や，火山泥流をよく発生させる。このような噴火の特性が，惨害をまねく要因である。火山泥流は，同国では lahar と呼ばれ，1次的な eruption lahar と，2次的な rainfall lahar とに大別される。後者は，山腹にいったん堆積した比較的細粒の火山砕屑物が，多量の降雨で，泥流となって斜面を流下するものであるが，下流では次第に勢力を増し，大岩塊をもとり込んで土石流となる。たとえば，ジャワ島では雨季と乾季が

第3表 犠牲者数からみた世界の20大噴火災害

| 火山名(所在地) | 噴火年代 | 死者概数 | 備考 |
|---|---|---|---|
| (1) タンボラ (インドネシア, スンバワ島) | 1815年 | 92,000人 | 噴火後の餓死者を含む |
| (2) クラカトア (インドネシア, スンダ海峡) | 1883 | 36,000 | おもに津波による |
| (3) プレー (西インド諸島, マルチニック島) | 1902 | 28,000 | 熱雲で一市全滅 |
| (4) ベスビアス (イタリア, 本土) | 1631 | 18,000 | 79年以来の大噴火 |
| (5) エトナ (イタリア, シチリア島) | 1169 | 15,000 | 爆発・溶岩流出 |
| (6) 雲仙岳 (日本, 九州) | 1792 | 15,000 | 火山噴火の総合版 |
| (7) ケルート (インドネシア, ジャワ島) | 1586 | 10,000 | 火山泥流による |
| (8) エトナ (イタリア, シチリア島) | 1669 | 10,000 | カタニア市まで溶岩流 |
| (9) ラ キ (アイスランド) | 1783 | 10,000 | 餓死者を含む |
| (10) メラピ (インドネシア, ジャワ島) | 1006 | 数千 | おもに熱雲による |
| (11) ケルート (インドネシア, ジャワ島) | 1919 | 5,000 | 火山泥流による |
| (12) ガルンガン (インドネシア, ジャワ島) | 1822 | 4,000 | 同 上 |
| (13) ア ウ (インドネシア, サンギへ島) | 1711 | 3,200 | 同 上 |
| (14) ラミントン (ニューギニア) | 1951 | 3,000 | 爆発・熱雲による |
| (15) メラピ (インドネシア, ジャワ島) | 1672 | 3,000 | 熱雲・火山泥流による |
| (16) パパンダヤン (インドネシア, ジャワ島) | 1772 | 3,000 | 爆発による |
| (17) ア ウ (インドネシア, サンギへ島) | 1856 | 2,800 | 火山泥流による |
| (18) アグン (インドネシア, バリ島) | 1963 | 2,000 | 熱雲・火山泥流による |
| (19) スーフリエール(西インド諸島, サンバンサン島) | 1902 | 1,600 | 熱雲による |
| (20) ア ウ (インドネシア, サンギへ島) | 1892 | 1,500 | 火山泥流・熱雲による |




第5図 Merapi 火山の危険区域の区分
(インドネシア地質調査所による)

はつきりしているが, 同島の Merapi, Kelud 両火山などでは, 降水量が 60mm/時以上に なることも珍しくない。このような場合には rainfall lahar 発生の危険がごく大きく, 該泥流は約1時間で山ろくの都市に来襲する。

第5図は, 既述のように地質調査所火山部調査課が作成した, 活火山の危険度区分図の実例であるが, 便宜上, 原図よりも縮小し, かつ, 簡略化してある。

各活火山の危険区域は, 普通, 下記の3区域に大別される。

a) (常時) 立入禁止区域 小噴火でも, 火山噴出物に直接おそわれやすい火口周辺区域。

b) 第1危険区域 大噴火の際は, 火山噴出物に直接おそわれやすい区域。

c) 第2危険区域 火山泥流 (lahar) におそわれやすい区域。

a) (常時) 立入禁止区域は, 定住を禁じ, 既に定住している者も, 順次, 立ち退かせるべき区域である。しかし, 例えば, Merapi 火山では,

この区域にも，現在，約3万人の住民がおり，彼等を立ち退かせるのは至難の業で，関係当局者は頭を痛めているという。また，同火山では，a)～c）の3区域を合計すると，20万人が危険区域で生活しているという。しかし，この区分を防災策に具体化しようとする当局者の意気込みは，よくうかがわれた。なお，この国で，日本のように登山観光客の噴火災害が問題になるのは，まだ，バンドン市郊外の Tangkuban Prahu 火山くらいのものである。この火山は，頂部の活動火口縁まで，舗装道路が通じている。

噴火のために住民を避難させる場合，各火山観測所から警報を地方自治体へ連絡し，更に一般住民に伝達するルートは，確立されている。巨大で凶暴的な活火山で，火山観測所も6カ所にある Merapi 火山では，それらの火山観測所からの情報は，まず，Merapi 中央観測所に入り，そこから，いわば県庁→市町村役場→一般住民というルートで伝達される。しかし，火山泥流や火砕流・熱雲が発生したような場合には各火山観測所自身が警報サイレンなどで，直接，住民に避難をうながすこともあるという。

なお，昔からしばしば大泥流が発生し，惨害を繰り返してきた Kelud 火山の山頂火口湖の水位をたえず調節して，泥流の発生を予防するため，オランダ統治時代の1928年につくられた数本の水抜きトンネルは，噴火防災策の好例として，世界的に有名であり，その後の諸噴火で効果をあげた。しかし，寄る年波の痛みもあり，1951年，66年の両噴火で破壊されたが，復旧されている。該水抜きトンネルは，長さ1.2km，高さ160cm。ちなみに，この火山の泥流の防災には，大規模なダムも造られていることは，既に述べた。

## IV 終わりに

筆者らが今回訪問したのは8火山，12観測所にすぎないが，随所に発展途上国の意欲と苦悩がにじみ出ているのを見逃すわけにはいかなかつた。日本は先進国としては珍しく活火山に富み，火山の観測研究はいわばお家芸となつている。そのお家芸をいかして国際社会に寄与する試金石として，このインドネシアへの技術協力は，是非，着実に達成したいものであり，関係各位のお力添えをお願いしたい。なお，本稿の付図・付表の作成については，気象研究所の同僚・大浦悦子氏に負う所が多い。記して，感謝の意を表する。

(1974年4月27日受理)

# 書評と紹介

**深海底下に記録された地球の歴史．"科学"特集号，44巻4号，1974．203-258ページ，岩波書店**

海洋底から得られる情報が，地球科学の進展にどれだけ大きな貢献したかは，今さらいうまでもない。古くチャレンジャーの航海以来，海洋の科学にそそがれた人類の努力は莫大なものがあった。しかし，なにぶん深い海底のことで，間接的な手段をもちいてする観測は，いつも多少なりとも隔靴掻痒の感があつた。海底にあるものを，実際に手にとつてみたい，という欲望は，間接的な情報が増すにつれてむしろ増大し，またそれがいろいろな仮説を実証するための正攻法となつた。

アメリカのいくつかの海洋研究所が協力して，海洋底の深所にいたる試料を採集しようという企て（JOIDES）は，1960年代の初めに企画されたMohole 計画に代つて登場した。横浜に寄航して，その怪異な姿に接しられた人もあると思われる深海底掘削船 Glomar Challenger 号が1968年に建造され，Deep Sea Drilling Project (DSDP) を実際に実行し出してから，世界いたるところの大洋底で，300カ所以上のボーリングが行われた。

1973年6月には，この Glomar Challenger 号はグアムからフィリピン海を走り，日本海にいたる航海をして，10カ所以上の地点をボーリングした。この航海には，日本からも氏家　宏，小泉　格，渡辺暉彦，安井　正の4氏が乗船した。またこれより前の1971年秋には南太平洋の航海に岡田博有氏が同乗した。

この科学の特集は，実際に同船に同乗して研究に参加した諸氏を中心に，海洋底の地球科学に深い関心を寄せておられる諸氏が，現在までに深海掘削でえられた結果のうち，いくつかの重要な事実をそれぞれ分担して書かれたものである。その論文は次の7篇である。



最近までに Glomar Challenger 号による深海掘削によつてえられた重要な事実は，小泉・上田両氏が書いた論文に要約されている。それは，(1) 海底拡大説を支持するとみられる事実が，実際に採集されたコアー試料から得られたこと，(2) 海洋底の水平運動にくらべればその量は少ないが，垂直方向の運動もあることが分つたこと，(3) 採集された堆積物から，海洋の古環境についての情報がえられるようになつたこと，(4) 今までサイスミック・プロファイラーでえられていた情報と実際にそこにある物質との対比がつき出したこと，などである。

これらの新しい事実は，それ自身種々の解釈の対象となりうる。しかし，全く未知の世界から新しい事実をもたらしたことは，非常に貴重な貢献であろう。この特集は，そういう事実を体系的に示したものではない。それはむしろ JOIDES の Report にもとめるべきものであろう。この特集の筆者たちは，プレート・テクトニクスの支持者か，少くともその積極的な反対者ではないと思われるので，これらの新しい事実を紹介すると同時に，プレート・テクトニクスの立場での解釈が前面に出ているのはいうまでもない。

岡田・小林両氏の論文と，井上・鈴置両氏の論文は，深海の堆積物に焦点を当てている。深海の堆積物は，深海掘削によつて得られた新しい情報のうちでももつとも重要なものの一つである。堆積物の種類には，ドレッヂなどすでに知られていたもののほかに，チャート，チョーク層があることが明かになつた。また，コアーからえられる層序（200m～300m におよぶものが大部分）中には不整合があることも驚くべきことである。これら

の堆積物あるいは堆積岩が，プレート・テクトニクスにもつ意味が重大であることはいうまでもなく，それについては岡田・小林氏がくわしくふれている。一方，堆積作用および続成作用という面でも興味ある話題（たとえばチャートの成因）があり，井上・鈴置氏がこれに力点をおいて書いている。

最近大流行のホットスポットは河野氏の解説にくわしい。この論文は直接深海掘削による情報にもとづいているものではない。

都城・紫藤両氏の論文は，大西洋中央海嶺系に，$Na_2O/CaO$, K/Rb, K/Ba, Sr/Ba の違いで区別される岩石区があることを指摘している。またこのように深海ソレイアイトの組成の変化とホットスポットとの関係にもふれている。

西脇・安井両氏の論文は，この特集の中ではやや異質なもので，種々の鉱床の成因がプレート・テクトニクスの考え方に立つた時，どういう風に説明されるかを論じたものである。したがつて，海底の鉱床だけでなく，黒鉱とかキースラーガーのような陸上の資源についても書かれている。

氏家氏の航海記は，Glomar Challenger 号での仕事ぶりを生き生きと再現してみせてくれる。これはやや“気楽な”手記ではあるが，氏の専門の有孔虫とそれによる年代学の立場からの観察が興味深いだけでなく，フィリピン海や日本海で新たにえられた資料も紹介している。

JOIDES 計画による深海掘削は，多数の貴重な事実を明らかにした。そのあるものはプレート・テクトニクスを立証するものであつたが，あるものは新たな問題を提起した。しかしながら，得られた情報は海底から物質をある厚さにわたつて連続的に採取して来た点で，従来の情報とくらべて格段の重みをもつている。計画は終つたわけではなく，これからも続くものであるが，生のデータを入手する方法を小林和男氏が論文の余白に簡潔に記しておられるのは有用である。また，そもそも JOIDES とか DSDP とかが企画され実行されるようになつた経緯について奈須紀幸氏が要領よくまとめたものものつている。

なお，この特集には入つていないが，直接深海掘削の成果の一つとして地中海の地史が見直されるようになつたが，これを新妻信明氏が簡単に要約した短報が同じ号にのつているのも興味深い（新妻信明：地中海は鹹湖であつた。259-261ページ）。　（佐藤　正）

## 協会記事

**行事委員会**（昭和49年4月9日）

出席者：西川　治・市川正巳・佐藤　茂委員

議　事：

1. 講演会開催について審議した。

**編集委員会**（昭和49年4月26日）

出席者：矢沢委員長・川上・佐藤　久・佐藤　正・諏訪・前田・山本・中村委員

議　事：

1. 地学雑誌第83巻3号の編集を確定した。
2. 地学雑誌第83巻4号の編集について審議した。

**理事会**（昭和49年4月30日）

出席者：坪井会長，坂本・保柳副会長，斎藤・町田理事，木内監事

議　事：

1. 正会員入会申込を次の通り受理した。
   坊城俊厚・福田　理
2. 昭和48年度会計収支決算案がまとまつた。
3. 昭和49年度収支予算案を作成した。
4. 昭和49年5月25日に講演会を開催する。
   講師：湯原浩三君（国立防災科学技術センター）
   演題：地熱開発における諸問題

**評議員会**（昭和49年5月11日）

出席者：坪井会長，小林貞一・辻村太郎・三土知芳名誉評議員，岩生周一・尾崎博・神山貞二・川上喜代四・藏田延男・斎藤正次・佐野浚一・式　正英・薗部龍一・高崎正義・高橋龍太郎・

平山　健・保柳睦美・町田　貞・松田亀三・湊　秀雄・森本良平委員外に委任状 18 通)

議　事：

1. 次の正会員の入会，退会を決議した。

入会：王　超翔・清水靖夫・松丸国照・須藤和人・坊城俊厚・福田　理

退会：小林二三雄・永井政太郎

同(逝去)：中野　実・笠井貞雄・木下亀城

2. 昭和 48 年度通常総会の議題およびその内容を理事会原案通り承認した。

3. 地学雑談の会とクラブ運営について評議員より発言あり，これについては地学クラブ世話人が考慮することにした。

**講演会**（昭和 49 年 5 月 25 日）

石油健保会館四階ＡＢ室において「地熱開発における諸問題」講師湯原浩三君の講演があつた，参加者 27 名。

**通常総会**（昭和 49 年第 95 回，昭和 49 年 5 月 25日）於石油健保会館

出席者：221 名（委任状によるものを含む）坪井会長，有田忠雄・飯野丹次・石井清彦・市川正巳・岩生周一・尾崎博・龍瀬良明・神山貞二・川上喜代四・木内信蔵・黒田衛夫・斎藤正次・坂本峻雄・田中啓爾・西川　治・西沢章三郎・平山　健・保柳睦美・松田亀三・町田　貞・三土知芳・村井貞允・矢沢大二・矢嶋澄策・山本正三・湯原浩三・渡辺　光・渡辺武男

報告と議題：

1. 帝都高速度交通営団からの申請による地下鉄 8 号線建設工事施行誤差のため地上権設定（面積 0.14 平方メートル）を承認した。

2. 会館賃貸料値上げ改変が承認された。

3. 昭和 48 年度事業報告および会計収支決算について別表の通り承認した。

4. 昭和 49 年度事業計画として，地学雑誌の発行，地学講演会，地学振興，日本の地学史資料調査などの行事をほぼ前年度の規模で実施することを基として収支予算を承認した。

**編集委員会**（昭和 49 年 5 月 28 日）

出席者：矢沢委員長・川上・佐藤　正，佐藤久・諏訪・中村・山本委員

議　事：

1. 地学雑誌第 83 巻 4 号以降の編集を審議した。

## 昭和48年度（第95回）収支計算書

昭和48年4月1日から昭和49年3月31日まで

### 貸借対照表

昭和49年3月31日現在

| 借方 摘要 | 借方 金額 | 貸方 摘要 | 貸方 金額 |
|---|---|---|---|
| 固定資産 | 円 | 基金 | 円 |
| 土地建物 | 9,001,265 | 基金 | 3,500,000 |
| 機械及設備什器備品 | 2,624,497 | 運用資金 | |
| 図書 | 706,113 | 会館敷金 | 6,640,000 |
| 有価証券 | 200,000 | 預り金 | 857,261 |
| | | 伊能忠敬記念特別会計勘定 | 852,240 |
| 流動資産 | | 退職給与積立金 | 1,405,350 |
| 預金及現金 | 9,783,155 | 未払金 | 689,140 |
| 現金 24,461円 | | 積立金 | |
| 預金 9,758,694円 | | 敷金返済準備金 | 6,273,623 |
| 受託頒布図書在高 | 107,329 | 事業復興資金 | 265,209 |
| | | 別途積立金 | 1,100,000 |
| | | その他積立金 | 187,946 |
| | | 剰余金 | 651,590 |
| | | 本年度剰余金 230,450円 | |
| | | 前年度繰越剰余金 421,140円 | |
| 合計 | 22,422,359 | 合計 | 22,422,359 |

### 財産目録

昭和49年3月31日現在

| 科目 | 前年度末在高 | 48年度末在高 | 比較増減額（△） |
|---|---|---|---|
| 資産の部 | 円 | 円 | 円 |
| 固定資産 | | | |
| 土地建物 | 9,001,265 | 9,001,265 | |
| 什器備品 | 2,624,497 | 2,624,497 | |
| 図書 | 706,113 | 706,113 | |
| 有価証券 | 159,880 | 200,000 | 40,120 |
| 固定資産計 | 12,491,755 | 12,531,875 | 40,120 |
| 流動資産 | | | |
| 現金 | 39,256 | 24,461 | △ 14,795 |
| 預金 | 8,713,708 | 9,758,694 | 1,044,986 |
| 普通預金 | 2,223,839 | 2,281,614 | 57,775 |
| 第一勧業銀行 | 1,974,438 | 2,066,761 | 92,323 |

| 科目 | 前年度末在高 | 48年度末在高 | △<br>比較増減高 |
|---|---|---|---|
| 三菱銀行 | 249,401 | 214,853 | △ 34,548 |
| 定期預金 | 2,196,353 | 2,394,211 | 197,858 |
| 第一勧業銀行 | 2,196,353 | 2,394,211 | 197,858 |
| 貸付信託 | 4,100,000 | 4,340,000 | 240,000 |
| 住友信託 | 2,000,000 | 2,100,000 | 100,000 |
| 安田信託 | 2,100,000 | 2,240,000 | 140,000 |
| 金銭信託 | 170,815 | 254,284 | 83,469 |
| 住友信託 | 85,072 | 135,040 | 49,968 |
| 安田信託 | 85,743 | 119,244 | 33,501 |
| 振替預金 | 22,701 | 488,585 | 465,884 |
| 受託頒布図書在高 | 134,356 | 107,329 | △ 27,030 |
| 流動資産計 | 8,887,323 | 9,890,484 | 1,003,161 |
| 資産合計 | 21,379,078 | 22,422,359 | 1,043,281 |
| **負債の部** | 円 | 円 | 円 |
| 会館敷金 | 6,640,000 | 6,640,000 | |
| 退職給与積立金 | 1,405,350 | 1,405,350 | |
| 預り金 | 717,070 | 857,261 | 140,191 |
| 未払金 | 16,500 | 689,140 | 672,640 |
| 伊能忠敬特別会計 | 852,240 | 852,240 | |
| 負債合計 | 9,631,160 | 10,443,991 | 812,831 |
| 差引正味資産 | 11,747,918 | 11,978,368 | 230,450 |

**昭和48年度（第95回）収支計算書**

| 科目 | 予算額 | 決算額 |
|---|---|---|
| **収入の部** | 円 | 円 |
| 1. 会費収入 | 787,000 | 752,950 |
| 正会員 | 736,000 | 718,950 |
| 賛助会員 | 51,000 | 34,000 |
| 2. 基本財産収入 | 7,237,000 | 7,362,673 |
| 基本財産利子 | 230,000 | 336,553 |
| 会館収入 | 7,007,000 | 7,026,120 |
| 常時貸室料 | 6,107,000 | 6,107,520 |
| 臨時貸室料 | 530,000 | 543,600 |
| 管理共通費収入 | 370,000 | 375,000 |
| 3. 運用財産収入 | 141,000 | 229,377 |
| 利子収入 | 141,000 | 229,377 |
| 4. 印刷物収入 | 3,560,000 | 4,993,774 |
| 地学雑誌収入 | 710,000 | 786,895 |
| 受託頒布図書収入 | 2,850,000 | 4,206,879 |
| 5. 雑収入 | 11,000 | 53,160 |
| 広告料収入 | 10,000 | 13,500 |
| 雑入 | 1,000 | 39,660 |
| 6. 前年度繰越剰余金 | 421,140 | 0 |
| 収入合計 | 12,157,140 | 13,391,934 |
| **支出の部** | 円 | 円 |
| 1. 事務費 | 6,958,000 | 7,371,719 |
| 人件費 | 4,618,000 | 4,805,541 |
| 俸給給料 | 2,798,000 | 2,901,408 |
| 諸手当 | 1,433,000 | 1,496,039 |
| 謝金 | 20,000 | 30,000 |
| 福利厚生費 | 367,000 | 378,094 |
| 事務所費 | 2,340,000 | 2,566,178 |
| 消耗品費 | 150,000 | 189,164 |

| 科　　目 | 予算額 | 決算額 |
|---|---|---|
| 印刷費 | 170,000 | 236,400 |
| 火災保険料 | 30,000 | 27,940 |
| 修繕費 | 150,000 | 94,930 |
| 役務費 | 350,000 | 363,460 |
| 旅費交通費 | 50,000 | 65,160 |
| 通信運搬費 | 250,000 | 264,911 |
| 水道光熱費 | 190,000 | 195,973 |
| 租税公課 | 550,000 | 733,100 |
| 会議費 | 200,000 | 184,980 |
| 備品費 | 100,000 | 20,200 |
| 雑費 | 150,000 | 189,960 |
| 2. 事業費 | 5,199,140 | 5,789,765 |
| 地学雑誌出版費 | 3,190,000 | 3,147,033 |
| 編集費 | 550,000 | 717,265 |
| 印刷製本費 | 2,390,000 | 2,194,300 |
| 発送費 | 250,000 | 235,468 |
| 受託頒布図書事業費 | 1,440,000 | 2,517,052 |
| 図書室費 | 120,000 | 23,090 |
| 図書整備費 | 70,000 | 7,600 |
| 図書購入費 | 50,000 | 15,490 |

| 科　　目 | 予算額 | 決算額 |
|---|---|---|
| 地学振興費 | 100,000 | 0 |
| 講演会費 | 75,000 | 52,000 |
| 調査研究費 | 100,000 | 20,730 |
| 地学功労者表彰費 | 50,000 | 0 |
| 地学クラブ費 | 85,000 | 29,860 |
| 3. 予備費 | 39,140 | 0 |
| 合　　計 | 12,157,140 | 13,161,484 |

| | |
|---|---|
| 本年度収入高 | 13,391,934円 |
| 同　支出高 | 13,161,484円 |
| 差引剰余金 | 230,450円 |
| 前年度繰越剰余金 | 421,140円 |
| 当期末未処分剰余金 | 651,590円 |

剰余金処分

昭和48年度収支差引未処分剰余金651,590円

これを次の通り処分する。

| | |
|---|---|
| 退職給与積立金 | 300,000円 |
| 翌年度（昭和49年）へ繰越 | 351,590円 |

## 昭和49年度（第96回）収支予算書

| 科　　目 | 予算額 | 前年比（△は減） |
|---|---|---|
| 収入の部 | 円 | 円 |
| 1. 会費収入 | 775,500 | △ 11,500 |
| 正会員 | 724,500 | △ 11,500 |
| 賛助会員 | 51,000 | |
| 2. 基本財産収入 | 9,875,000 | 2,638,000 |
| 基本財産利子 | 320,000 | 90,000 |
| 会館収入 | 9,550,000 | 2,584,000 |
| 常時貸室料 | 8,550,000 | 2,443,000 |
| 臨時貸室料 | 630,000 | 100,000 |
| 管理共通費収入 | 375,000 | 5,000 |
| 3. 運用財産収入 | 226,000 | 85,000 |
| 利子収入 | 226,000 | 85,000 |
| 4. 印刷物収入 | 4,500,000 | 940,000 |
| 地学雑誌収入 | 810,000 | 100,000 |
| 受託頒布図書収入 | 3,690,000 | 840,000 |
| 5. 雑収入 | 28,000 | 17,000 |
| 広告料収入 | 18,000 | 8,000 |
| 雑入 | 10,000 | 9,000 |
| 6. 前年度剰余金繰入 | 351,590 | △ 69,550 |
| 合　　計 | 15,756,090 | 3,598,950 |
| 支出の部 | 円 | 円 |
| 1. 事務費 | 8,653,000 | 1,695,000 |
| 人件費 | 5,631,000 | 1,013,000 |
| 俸給給料 | 3,376,000 | 578,000 |
| 諸手当 | 1,779,000 | 366,000 |
| 謝金 | 40,000 | 20,000 |
| 福利厚生費 | 416,000 | 49,000 |
| 事務所費 | 3,022,000 | 682,000 |
| 消耗品費 | 200,000 | 50,000 |
| 印刷費 | 150,000 | △ 20,000 |
| 火災保険料 | 30,000 | |
| 修繕費 | 150,000 | |
| 役務費 | 360,000 | 10,000 |
| 旅費交通費 | 70,000 | 20,000 |
| 通信運搬費 | 260,000 | 10,000 |

| 科目 | 予算額 | 前年比（△は減） |
|---|---|---|
| 水道光熱費 | 250,000 | 60,000 |
| 租税公課 | 970,000 | 420,000 |
| 会議費 | 282,000 | 82,000 |
| 備品費 | 150,000 | 50,000 |
| 雑費 | 150,000 | |
| 2. 事業費 | 7,012,000 | 1,852,000 |
| 地学雑誌出版費 | 4,130,000 | 940,000 |
| 編集費 | 750,000 | 200,000 |
| 印刷製本費 | 3,080,000 | 690,000 |
| 発送費 | 300,000 | 50,000 |
| 受託頒布図書事業費 | 2,232,000 | 792,000 |
| 図書室費 | 200,000 | 80,000 |
| 図書整備費 | 100,000 | 30,000 |
| 図書購入費 | 100,000 | 50,000 |
| 地学振興費 | 100,000 | |
| 講演会費 | 100,000 | 25,000 |
| 調査研究費 | 100,000 | |
| 地学功労者表彰費 | 50,000 | |
| 地学クラブ費 | 100,000 | 15,000 |
| 3. 予備費 | 91,090 | 51,950 |
| 合計 | 15,756,090 | 3,598,950 |




地学雑誌 第801号　昭和49年6月20日印刷　昭和49年6月25日発行

編集兼発行者　矢沢大二

印刷所　一ツ橋印刷株式会社　東京都品川区上大崎3-12-15

発行所　社団法人 東京地学協会　東京都千代田区二番町12の2　郵便番号102　電話東京(261)0809番　振替口座東京66278番

## 東京地学協会取扱い出版物

$\frac{1}{5万}$ 地質図 説明書付き (除△印) (五十音順) 各370円 包送料各165円　　* 各470円包送料各165円

赤穂
阿寒湖
秋葉山
上松
足尾
厚田
阿仁合
網走
虻田
荒島岳

飯田
石狩
伊那
今治西部
伊万里
伊予三崎
岩内
△伊東
岩館
羽前金山
宇部
宇部東部
*内の浦
*臼杵

襟裳岬
*遠別

大江山
大垣
大迫
大畑
近江長浜
大村
大屋市場
奥津
渡島小島

鬼鹿

尾花沢
小浜
飫肥
雄冬
渡島大島

海南
蠣ノ浦
加子母
金木
加治木
金沢
蟹田
鹿屋
釜石
上里
上猿払
唐津
冠島
*川尻

霧島山
*北見

草津
串本
久住
鞍岡

*五所川原
甲府
小口瀬戸
国分
国領
小清水
小泊
昆布森

佐用
猿留

三渓

塩尻
志布志
城端

周匝
須坂
砂川
諏訪

*川内

鷹巣
田沢湖
但馬竹田
達布
田並
太良鉱山
垂水
丹後由良
*田老

近川
智頭

月形
土淵
都農
妻籠
津山東部

都井岬
当別
徳舜瞥
動木
苫前
富高
富山

那智
男体山

仁位
西方
西徳富

沼田

根雨
根尾

鋸崎

*羽島
八丈島
初浦
羽幌
浜益
春立

*美幌
燧岳
東茂住
肥前高島付野母崎
人首
日奈久
日向青島
平戸
弘前
敏音知
肥前江ノ島
肥前平島(近刊)

*深浦
船津

幌泉
幌加内
母衣月

本岐

神子元島
三島
三田井
三日市
三宅島
宮津
三厩

森吉山
門別
*妹背牛

焼尻島
焼石岳

湯本

吉野山
米子
呼子

陸中野田

留萠

*涌谷
若柳

山形市北部地質図

魚津 1,000円 〒225

久遠 700円
五城目 650円
竹貫 1,000円 〒225

那珂湊 700円 〒195

浜松 1,900円 〒350

△横田 600円
米内沢 1,400円

| | |
|---|---|
| 青谷・倉吉 | 1組み740円 |
| 赤碕・大山 | 〃 〃 |
| 芦辺・勝本・郷ノ浦 | 〃 1,110円 |
| 阿田和・新宮 | 〃 740円 |
| 伊予高山・八幡浜 | 1組み740円 |
| 大槌・霞露岳 | 〃 〃 |
| 大間・佐井 | 〃 〃 |
| 掛塚・見付 | 〃 〃 |
| 鳥取南部・鳥取北部 | 1組み740円 |
| 邑知潟・虻ガ島 | 〃 〃 |

## 東京地学協会取扱い出版物

### 地質調査所報告

| 号 | 各 〒 300円 | 定価 円 |
|---|---|---|
| 156 | 地震探鉱反射法の研究 | 100 |
| 160 | 兵庫県西播地域工業水源地域調査報告 | 270 |
| 161 | 山形市付近の天然ガス地化学調査報告 | 290 |
| 162 | 秋田県小坂鉱山の母岩の変質 | 250 |
| 164 | 火薬爆発によつて生ずる雑振動および反射波の実験的研究 | 250 |
| 165 | 北海道のチタン資源 | 350 |
| 168 | 宮崎県小林市付近天然ガス調査報告書 | 250 |
| 176 | 北海道のクロウム鉱床 | 170 |
| 184 | 弾性波パルスの伝播に関する研究 | 200 |
| 185 | 上部石狩層群堆積過程における豊里堆と芦別沈降盆地 | 260 |
| 186 | 八幡油田鹹水の地球化学 | 420 |
| 188 | 地表付近の天然放射能によるガンマ線強度分布について | 170 |
| 189 | 青森県尾太鉱山の硫化鉱物中の微量成分について | 140 |
| 190 | 日本におけるウランの産状 I | 980 〒 550 |
| 191 | 琵琶湖東方地域二畳系の紡錘虫の研究 | 800 |
| 193 | 北海道庶路地域の炭田ガスについて | 270 |
| 194 | 天草下島教良木層産治新世有孔虫類 | 270 |
| 199 | 硫化鉱物の微量成分の地球化学的研究 | 220 |
| 200 | 本邦クロム鉱床の成因的研究 | 380 |
| 221 | 北海道常呂地方のスピライトと含マンガン赤鉄鉱鉱床 | 270 |
| 226 | イラン国北西部のアングラン鉱山 | 230 |
| 232 | 日本におけるウランの産状 その II | 2,400 〒550 |
| 235 | 北西九州古第三紀砂岩中のジルコンーざくろ石一電気石比がもつ地質学的意義 | 300 |
| 239 | 日本の主要モリブデン鉱床と関連する花崗岩質岩類 | 1,000 |
| 245 | 北西九州・唐津炭田の古第三系杵島層の岩相変化と化石群集からみた堆積環境 | 400 |
| 246 | 北西九州・相の島帯の変成岩類 | 350 |
| 248 | 西南日本内帯の "夜久野複合岩体" 中の変はんれい岩とその関連岩類 | 500 |
| 249 | 地下水位の観測記録 | 500 |
| 特別号 | (C) ゲルマニウム資源について | 130 |
| 特別号 | (5) 爆破地震動観測資料より得られた松代群発地震域の地下構造 | 850 |
| | Tertiary Floras of Japan (Miocene Floras) | 2,300 〒350 |
| | 日本の学者による中国本土に関する地理学的研究著書・資料・論文目録 (1935—1950) | 200 〒135 |

**地質調査所月報** 毎月発行, 1カ年(昭, 49年)8,500円

**地学雑誌** 隔月発行, 1カ年5,760円

**備考** ご注文はすべて前金, 正会員は定価の1割引。

# 地學雜誌



# JOURNAL OF GEOGRAPHY

Vol. 83, No. 4 (802), 1974

目　次



## CONTENTS



**TOKYO GEOGRAPHICAL SOCIETY**
(TOKYO CHIGAKU KYOKAI)
***Founded in 1879***
**Nibancho, Chiyoda-ku, Tokyo**



写真 1　荒神岳の噴煙（1974年4月28日午前11時）．黒色噴煙は荒神岳西側にある割れ目内の噴出口2箇所より噴き上げ，外輪山をこえ鳥海山の東側斜面にそうてたなびき，遠く湯沢市に及んでいる。この噴煙は3月1日以来の噴煙でもっとも規模が大きく，降灰を伴なった







写真 2　4月24日午前11時，
側よりみた鳥海山頂，外輪山
環壁と中央の円頂丘が新山で
る，噴煙は新山の西側約300
にある荒神岳の割れ目内の噴
口よりでている。前方の黒色
出物は火山砂・火山礫を交え
泥流で，流れている状況を示
ている。

写真 3　4月24日午前11時に
ける荒神岳の噴煙。荒神岳の
頂より東西にのびた割れ目内
噴出口より，ほぼ500米の高
に砂・礫(既存の火山岩)と共
強く噴き上げている。前方の
色部は流れつつある泥流。



## 鳥海山の噴火

鳥海山は有史時代に噴火の記録をのこしている若い火山で，1801年に新山頂丘ができ1834年ごろまで火山活動をつづけたようである。1974年3月1日（午前10時）に全日空機によって上空から黒煙をあげているのを発見され山麓に住む人達をおどろかせた。この黒煙は新山東側斜面に小規模の爆発によって新しくできた新火口より噴き上げ，鳥海山の東側斜面に多量の黒色火山灰を降下した。この黒煙はまもなく白煙にかわり，やがて弱い噴気現象にうつったが3月5日早朝灰色噴煙を噴き上げ降灰をともなった。噴煙量は1日のものより多く噴煙箇所も新火口の外に外輪山内壁の虫穴までに拡がり，活動範囲が拡大化した。この噴煙にひきつづき新火口より泥流(小規模)が発生し，赤川上流に流れているのを3月6日早朝に発見された。泥流発生以後の新火口は4月初旬までほとんど変化がない。4月6日になって荒神岳西側斜面にある古い割れ目にそうて噴気の跡が確認された。この噴気活動は時間と共にその規模と範囲が拡大し，4月24日に白色噴煙をふき上げた。この噴煙は火山砂・礫をともなった水と共に噴き上げ泥流を発生している。この時点で新山東側斜面の新火口内では噴気現象もなく活動域の中心は荒神岳にうつっている。25日以後噴煙は弱まり28日に再び黒煙現象に変わり，多量の降灰をもたらした。この黒煙の規模はいままでのもので最も大きく，噴煙の高さは不明である。

4月30日に白色噴煙となり次第に弱まってしまった。5月以後はときどき噴気がみられるにすぎない。

今田　正（1974年6月26日）

# 南伊豆における沿岸集落の変貌

尾留川正平・山本正三・髙橋伸夫
石井英也・田林明・桜井明久

**Transformation des Villages Côtiers dans le sud d'Izu**

Shohei BIRUKAWA, Shôzô YAMAMOTO, Nobuo TAKAHASHI,
Hideya ISHII, Akira TABAYASHI et Akihisa SAKURAI

**RÉSUMÉ**

1. Introduction

Les villages côtiers dans le sud d'Izu sont bâtis sur une bande étroite de terrains plats entre la mer et la montagne. Les espaces entourant chaque village et souvent les terrains en pente des collines proches étaient, depuis longtemps et jusqu'à une période proche, utilisés pour la floriculture et la culture des lègumes; la mer autorisait la pêche côtière et la collecte des coquillages et des algues, particulièrement les algues rouges (d'où l'on extrait l'agar-agar), collecte effectuée par des plongeuses dont la renommée dépassait les limites de la province d'Izu. Ainsi dans ces villages côtiers l'activité de chacun était-elle partagée entre la pêche et l'agriculture. D'autre part, les régions montagneuses fournissaient d'autres ressources, telles que charbon de bois, bambous, feuilles, etc. En conclusion, les villages côtiers, jouissant d'une organisation communautaire éprouvée, prospéraient en utilisant harmonieusement les ressources naturelles très variées de la mer, de la terre et de la montagne.

Mais depuis une dizaine d'années et de plus en plus rapidement, les villages côtiers voient la forme traditionnelle de leur activité économique se changer radicalement. Ainsi peut-on observer une réduction de surface des terrains agricoles, le déclin de l'utilisation des régions montagneuses, la vente massive de terrains aux citadins, une spécialisation de l'exploitation de la mer, la reconversion des indigènes dans l'industrie touristique et une modification rapide du paysage et de l'environnement.

Le présent rapport rend compte d'investigations effectuées dans ces villages côtiers concernant l'écologie régionale et spaciale. Il tente d'examiner au plus près la nouvelle écologie et la transformation des villages dûe aux rapports nouveaux entre milieu naturel et social et activité économique.

Nous avons choisi deux municipalités, les villes de Shimoda et Minamiizu-cho, et surtout les villages côtiers de Shirahama à Irôzaki. La ville de Shimoda se trouve au sud-est de la péninsule d'Izu à 130 km (à vol d'oiseau) au sud-ouest de Tokyo.

2. Evolution de l'activité

Un village côtier typique dans le sud d'Izu se composait de fermes et de maisons de pêcheurs, les unes tournées vers la terre, les autres vers la mer, formant un ensemble relativement homogène avec une pêcherie réservée à la communauté et pratiquant l'agriculture autarcique et quelques cultures spéciales réservées à la communauté et pratiquant l'agriculture autarcique et quelques cultures spéciales réservées à la vente sur une petite échelle.

Mais depuis les années 1960 plusieurs éléments allaient bouleverser l'harmonie de la région : le développement accéléré de l'économie nationale, l'ouverture en 1961 de la ligne express d'Izu, l'apport de capitaux investis dans l'industrie touristique et la venue de

東京教育大学理学部地理学教室 Tokyo Kyoiku University

nombreux citadins construisant des maisons secondaires.

L'harmonie brisée, il est devenu difficile pour les habitants du pays, en continuant leurs activités traditionnelles, d'augmenter leurs revenus afin de répondre au coût de la vie toujours croissant. Par conséquent les habitants doivent chercher une nouvelle symbiose économie et mode de vie. Les uns, en modernisant les moyens de productions, optent pour la monoculture ou la pêche spécialisée ; les autres exercent l'industrie touristique et surtout administrent des pensions. Beaucoup de gens de cette région sont devenus salariés et les genres de vie se diversifient, perdant leur caractère traditionnel.

3. Conclusion

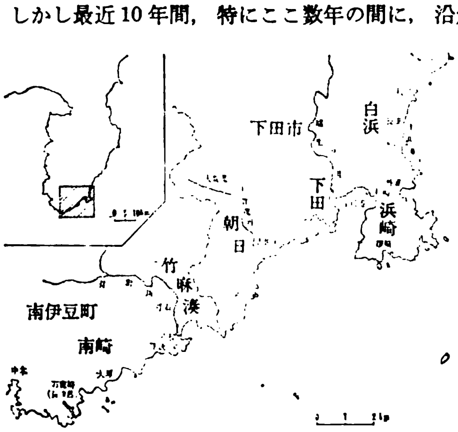
La tendance actuelle est la spécialisation et la différenciation professionelle des familles, phénomène très nouveau. Les gens tentent, par la simplification et la spécialisation du travail, d'augmenter leur productivité. Certaines familles subsistent encore, qui, vivant à moitié de la pêche et à moitié de l'agriculture, maintiennent le caractère de la production familiale et de la petite culture à la manière japonaise. Mais ces villages se composent maintenant de ménages aux activités de plus en plus variées, ayant des rythmes de vie dfférents, et il n'est plus possible de maintenir le type de communauté d'autrefois.

L'ancien système d'écologie spaciale mis en pièces, un nouveau se met en place. Mais il ne protège plus l'équilibre de la nature et autorise de nombreuses dégradations : pollution de la mer, destruction des ressources naturelles et du paysage. Autrement dit c'est aussi la destruction de la base de vie des habitants. Le nouveau système d'écologie régionale pose dans cette région les deux problèmes parallèles de destruction de la nature et d'abaissement des conditions de vie des habitants.

## I　はじめに

南伊豆の沿岸集落は狭小な海岸の平坦地に立地し，その周囲および山地の緩斜面を農地として利用して花卉や特殊な野菜類の栽培を行なつてきた。同時に集落前面の海域を利用することも一般的に行なわれ，採藻，採貝，網漁，一本釣りなどの沿岸から近海に及ぶ各種の漁業も行なわれてきた。海女による天草採取はその代表的なものとされてきた。半農半漁が南伊豆の沿岸集落の経済活動を特色づけるにふさわしいものとされてきた。一方，山地の利用もさかんで，薪炭採取をはじめ，その他，竹材，木の葉の採取といつた特殊なものまであつた。最近まで，沿岸集落は共同体的組織を基礎として，集落をめぐる海域から山域まで，多様な環境資源を活用し，組合わせるという経済機能をもつてきたのであつた。

しかし最近10年間，特にここ数年の間に，沿岸集落はその従来の経済活動形態を大きく変化させてきた。この変化は，農業的土地利用の縮小，山地利用の衰退，土地の都市住民への流出の激化，海域利用の専門化，住民の観光業への傾斜など，景観の変化や，経済活動全般にわたる変化をともなう強烈なものである。この報告はそれらの実態を，地域あるいは空間生態論的立場から分析し，記述しようとするものである。それは集落の生態とその変貌を，その場所的環境（自然環境および社会環境）と生産活動との関係の変化に注目することによつて明らかにしようとするのである[1]。




第1図　研究対象地域

研究対象地域は下田市白浜から南伊豆町石廊崎に至る地域の沿岸集落で（第1図），この地域は海抜200～350 m の分水界を境にして，海側の山地斜面と海岸段

丘状の緩斜面，およびそれらを刻む谷からなる。幅1.5～2km，長さ18kmの地帯である。下田の市街地のある稲生沢川下流の谷平野と南伊豆町を流れる青野川および下田市南部の大賀茂川が比較的広い平地をつくつているが，その他の山地と臨海緩斜面を流下する川のつくる平地はごく小規模なものである。この地域の海岸は全体としては岩石海岸であるが，白浜，吉佐美，湊などに砂浜海岸が小規模ながら発達しており，海岸線は海側に孤を描く砂浜海岸と突出した岩石海岸からなつている。集落の多くは谷の海への出口，小さな湾の奥に立地しており，吉佐美など2，3の集落のほかは海岸に近接している。

## II 伊豆急開通以前の沿岸集落

### 1. 自給農業と零細な商業的農業

旧下田町を除く旧白浜村から旧南崎村にいたる沿岸集落の耕地は，青野川がつくる低地に比較的広く展開するが，そのほかは小河川の谷底・谷頭の狭小な水田と，谷沿いの山腹緩斜面および海岸段丘上の畑，樹園地からなつている。1950年におけるその総面積は，644haで，そのうち285haは水田，307haは畑で，42haが樹園地であつた。総戸数は2838戸で，71.9％にあたる2041戸が農家であつたから，農家の平均経営耕地面積は32aときわめて小さかつた(第1表)。このため飯米を自給できる農家はきわめてまれで，農家は現金収入の道を，漁業と零細な商業的農業に求め，その生計を営なんできた。

第1表 1950年における経営耕地面積

| | 白浜 | 浜崎 | 朝日 | 竹麻 | 南崎 |
|---|---|---|---|---|---|
| 水田 | 54.3 ha | 11.6 ha | 94.0 ha | 97.9 ha | 36.9 ha |
| 畑 | 72.5 | 59.2 | 68.3 | 55.0 | 51.5 |
| 樹園地 | 12.9 | 0.8 | 10.1 | 13.6 | 4.9 |
| 経営耕地面積 | 139.3 | 71.7 | 172.5 | 166.5 | 93.4 |
| 農家1戸当り耕地面積 | 0.34 | 0.16 | 0.41 | 0.33 | 0.36 |

資料：世界農林業センサス (1950年)

明治20年代から昭和5、6年頃までは，養蚕業が最も重要な商業的農業であつた。この時代には，6月と10月に労働のピークを有する自給農業と，7月と8月に労働のピークをもつ漁業、および4～6月に労働のピークをもつ養蚕業を組み合せる農家が多かつた。

昭和初期に養蚕業が衰退するに伴い，絹ざやえんどう，花卉，抑制野菜，酪農・養豚が次々に農業経営の中に組み入れられていつた。戦中・戦後の食料難時代には，一時，自給食料の生産が農業経営の大半を占めたが，これらの作物栽培と酪農と養豚はその後復活し，発展をみた。これらの商品作物は，いずれも冬期の温暖さを利用したものであつたが，絹ざやえんどうから抑制野菜へ，さらに花卉栽培へと，時を経るにしたがつて移行する傾向を見せた。

農業経営の中に組み込まれたこれらの商品作物生産と家畜飼養はいずれも，零細な副業的なものにすぎず，各農家は，自給農業とあとで述べる村網などの共同漁業を基盤に，いくつかの商品作物の栽培とその他の漁業を組み合せてきたのであつた。以下において，当地域の明治以後の農業経営上重要な部門であつた，自給農業と養蚕業と酪農を中心とする畜産業，絹ざやえんどうを中心とする抑制野菜栽培および花卉栽培について，それらの発展過程と栽培状況について若干考察しよう。

#### a. 自給農業

水田が小さな谷に沿つて，可能なかぎり開かれていた様子を地図上で確かめることができる。農家は余力がある場合には，できるかぎり自給用水田を確保しようと努め，出作りすることもかなりみられた[2)]。急傾斜地の水田は，10aが平均50～60筆にも細分され，形態も不規則であつた。各農家が所有する水田

は分散していた。このため，水田の耕起や田植にも，また施肥や収穫にも労力がかかり，土地生産性，労働生産性はともに低いものであつた[3]。

稲作は4月の耕起に始まり，6月下旬には田植，10月末には収穫が行なわれた。これらの時期のほかは，主に女性が自給農業の担い手であつた。麦類は11月末に播種され，6月に収穫された。さつまいもは，4月に苗床作り，6月に苗さしが行なわれ，10月に収穫された。それゆえ，自給農業における労働力のピークは，あとで説明するように6月と10月にあつた。

b. 商業的農業

**養蚕業**　南伊豆では，明治以前から長野・山梨方面の蚕種業者によつて，蚕種生産や養蚕が行なわれていた[4]。明治中期から養蚕業が発展し，朝日村，南中村，南崎村，白浜村などにも製糸工場が立地した。養蚕業は大正末期から昭和初期にかけて最盛期を迎えた。南崎村においては，1929年には総耕地104.3 haのうち，桑園が36 haを占めていたが，この総耕地面積は1950年のそれより10 haほど広い。これは1929年当時，桑園が山地の斜面のあちらこちらに開かれていたためである。養蚕は春蚕（4月初旬～6月）と夏蚕（8月末～10月）の年2回行なわれたが，主力は春蚕に置かれていた[5]。養蚕業最盛期には，より収益の高い蚕種生産が養蚕の主力となつていた。しかし，この養蚕業も，零細な副業の域を出るものではなかつた。養蚕業は昭和恐慌期に衰退し始め，第二次世界大戦を境に完全に消滅してしまつた。

**畜産業**　南伊豆における酪農は明治初期に始まつたが，本格的に普及し始めたのは，1919年に稲生沢村に東洋煉乳ＫＫが設立されてからである。1930年には朝日村で36頭の乳牛が飼育され，同村の吉佐美は酪農が最も盛んな地区となりつつあつた。南崎村大瀬では，花卉栽培の導入期に酪農と養豚が導入され，その厩肥は花卉栽培に利用されていた。第二次大戦後，吉佐美においては酪農が一層普及し，乳牛の飼養頭数は1948年には231頭とピークを示し，1960年には吉佐美の総農家177戸中酪農家は104戸にまで達したが，飼養頭数は1戸あたり3頭を越えず，9割以上が1頭の乳牛を飼育しているにすぎなかつた。養豚はさらに広範に沿岸集落の農家で行なわれた。1960年には白浜から南崎にかけての総農家の約1/3にまで普及していたが，平均飼養頭数は1.2頭にすぎなかつた。

**抑制野菜栽培**　絹ざやえんどうは明治中期に導入され，明治末期には京浜の市場へ出荷され始めた。南伊豆では冬期の温暖さを生かして，市場価格の高い厳冬期に出荷を行なつた。このため，絹ざやえんどうは土地生産性が高く，さらに20～45°という急傾斜地でさえも栽培ができ，少ない管理労力ですすむことや，資本を多く要しないため，広く農家に導入された。市場需要の増大に刺激されて，昭和の初め頃から，経営耕地のもつとも小さい浜崎村を中心にその産地が形成された。これは養蚕業の衰退とも関係があつた。絹ざやえんどうは忌地性をもつので，普通畑では，例えば，絹ざやえんどう―さつまいも―麦類―陸稲といつた輪作体系の中で栽培することが必要であつた。また，休閑をはさんで栽培されたり，切替畑式の栽培がされたり，果樹園を開く際の前作としても栽培されていた[6]。第二次世界大戦後，浜崎と白浜では，1960年に各々7 haの栽培面積をもつまでになり，農家の約6割にまで普及したが，平均1.5～2 aの作付けを行なつていたにすぎなかつた。

抑制トマトとピーマンは土地生産性，労働生産性の上で，絹ざやえんどうと花卉の中間にあつた。これらの作物も，冬期の温暖さを利用し，11～12月に出荷された。播種は6月末に行なわれ，8月に定植をはじめとする管理に労力をさかねばならなかつた。このため夏期の漁業と労働力が競合し，絹ざやえんどうほど普及せず，1960～65年頃，白浜ではトマトの販売戸数は総農家の1割，ピーマンの販売戸数も2割程度にすぎなかつた。

**花卉栽培**　これは生花流通機構の確立と輸送路の整備を背景に，1930，31年頃に導入され始めたものである[7]。大瀬では，養蚕業にとつてかわる重要な現金収入源として注目され，1935～38年には花卉組合員が総農家の4割を占めるまでになつていた。

第二次世界大戦中と戦後，栽培が中断された後，花卉栽培は1950年頃から再開され，さらに普及していつた。産地間の激しい生産競争を経て，1960年頃から，栽培される花の種類が地域的に固定し，花卉栽培の地域分化が進んだ。白浜ではビニールハウスによるカーネション栽培（花卉栽培面積の100%），浜崎ではグラジオラス，下流（したる）では社菊（やしろぎく）（56%）とストック（34%），大瀬ではストック（56%）と金魚草（34%）が栽培された[8]。カーネーションとストックと金魚草は夏期に多くの労働力を要求するので，天草採取を中心とする夏期の漁業との組み合わせは，かなり困難であつた[9]。大瀬においては花卉栽培は総農家の約9割にあたる71戸にまで普及し，1965年の畑面積の21.9%にあたる5haが花卉栽培にあてられて，花卉による所得は，大瀬の全収入の18.2%，第一次産業収入の35.4%を占めるにいたつた。花卉栽培地は，南向き緩斜面と小河川の谷底の水田にあり，4°以下の傾斜をもつ水田と4～9°の傾斜畑では，ビニールハウスによる栽培が，また10～25°の傾斜地では，等高線に沿つて階段化された狭小な畑に露地花の栽培が行なわれた。労働のピークはストックと金魚草では8～9月の定植期と12月中旬から3月にかけての切花期であり，カーネーションでは4月の定植期と12月から4月にかけての切花期であつた。

c. 薪炭採取

ここで，農業および漁業を補い，冬期の現金収入源の一つとして無視できないものに薪炭採取があつた。なかでも製炭はかつては9月～3．4月の冬期の現金収入源として，山域の最大の利用として重要であつた。炭焼きは内陸部の大賀茂を中心として，吉佐美，田牛を加えた朝日村で最も盛んであつた。1920年前後までは，白炭を中心に製炭が行なわれていたが，その後，朝日式（二重）釜による黒炭生産へと移行した。原木は13年生の椎が中心で，7～8割を占め，その他，桜，なら，くぬぎも利用された。伐採山林は農家各戸の私有林ばかりでなく，他人の私有林，共有山林においても入札により炭焼きが行なわれ，伐採山林内に釜が設けられた。田牛においては，第2次世界大戦前後の最盛期には農家の約1/3程度が製炭を行なつていた。加茂郡における木炭生産量は，1950年に約140万俵を数え，これをピークとして1962年までに半減してしまつた。製炭業が一時盛んに行なわれた田牛，吉佐美においても，1955年頃を境として生産量，製炭農家数とも激減している。

はじめに述べたように，商業的農業も製炭業もともに零細な副業経営の域を出ず，ほとんど全ての農家は自給農業を基礎として，漁業からも収入を得ていたのであつた。商業的農業は，土地利用上，労働力の季節配分上，自給農業と漁業を行ないうる範囲内で導入されていたということができる。次に漁業の状況を概観しよう。

2. 共同体的組織による漁業

南伊豆の沿岸集落における漁業は，農林業と同様に重要な生活の糧であつた。漁業は主として現金収入をもたらすものであつた。明治末期以前には，七島漁場，石廊崎沖など比較的近い沿岸でのカツオ，マグロ漁が栄えた。柿崎，下田，大瀬，中木，入間，妻良，子浦の集落では，マグロ，カツオを含む魚類が最大の漁獲高を示し，天草，貝類，イセエビなどを対象とした根付漁業によるものがこれに次いでいた。他の集落では根付漁業が主体であつた[10]。しかし動力船の出現による，漁場に近いという位置的利点の消滅，漁船の機械化・大型化に必要な資本の欠除[11]，および明治期を通じてカツオ，マグロの漁場が遠隔化したことなどのため[12]，沖合漁業はしだいに衰退していつた。大正中期までは，カツオ・マグロ漁などの沖合漁業および根付漁業が，自給作物と養蚕を主体とした農業と組み合わされていたのであつた。大正中期以降，漁業の中心は沿岸漁業，特に専用漁業に置かれるようになつた[13]。

a. 漁業の特色

1933年頃には，南伊豆の総漁獲高44.7万円のうち，37.7万円（約84%）が専用漁業によるものであつた。中でも白浜，浜崎，朝日の諸村ではそれぞれ98%，93%，83%と高率を示していた[14]。専用漁業は数種の漁業を含んでおり，地元組合または村が，一切の漁業を包括的に独占して営なむものであつた[15]。専

用漁業権による専用漁場は，集落民の総有であり，共同の生活基盤となつていた。したがつて，漁場の利用には多くの共同体的規制が定められていた。専用漁業の中で重要なものには，天草，ノリ，アワビ，サザエ，イセエビを対象とする根付漁業，イワシ，タカベ，アジを主体とした棒受網漁，四艘張網漁があつた。また特別漁業に含まれるボラ敷網は，田牛から入間にかけて村網として重要であつた。

昭和初期には，南伊豆の生産総額に占める沿岸漁業漁獲高の割合は約3割で，中でも白浜，浜崎などの天草採取地ではその割合は5割を占めていた[16]。漁業は資源の年変化，周期的変動のために，産額の浮沈が著しかつた。以上の一般的傾向は，昭和30年代まで続いた。

b.　共同体的組織による漁業

地先の専用漁場での各種漁業は，共同組織で操業が行なわれ，また共同体的規制が強く働いている場合が多くみられた。これは限られた資源を平等に利用して，集落民全体の生活を保障する意味を持つものでもあつた。その代表例は白浜における天草漁で，それは村によつて経営が行なわれ，共同体的色彩が強かつた。このような村による自営方式のもとでは，村が漁場を所有し村長が責任者となり，村会が決める運営方針によつて助役と専任書記が実際の経営にあたつた。天草採取は村民に限られ，他町村からの転籍者および分家したものについては，5年を経て採取権を得ることができた。また漁期の間は他村へ，天草採取に出かけることが禁じられていた。漁法はギリ海女，板（樽）海女，マンガ（曳き船）に限られ[17]，漁法ごとに操業範囲が決められていた。採取された天草は，村が強制的に集荷し，買いあげた。採取者には村会で決められた金額が支払われた。利益金は1891年以降，村民に平等に配分された。1935年まで利益金の一部を一般会計に繰り入れ，村税を徴収しなかつた[18]。配当には厳重な戸数制限があつた[19]。また操業期間や操業しない日（農繁期，年中行事）などが定められており，天草干場作り，浜そうじ，磯道の改修などの共同作業もみられた。

他の集落では，天草の浦売が行なわれていた。漁業権を所有する漁業組合が，業者に入札させ，漁業権の貸付を受けた業者が，集落民，近接集落民，あるいは鳥羽の海女を雇い操業にあたつた。浦売の利益金は，集落民に配分されるとともに，集落の公共事業に用いられた。たとえば1932年の田牛における天草の浦売の場合には，稲取の浦受人が，4月1日から10月31日までの漁業権を4288円で貸りた。契約書には，採取する天草の種類，重量の測定方法，採取者からの買い取り値段，採取者への支払い方法，漁法および漁法ごとの操業区域が定められていた[20]。田牛では天草のほかに，アワビとサザエについても浦売が行なわれた。

田牛から伊浜に至る各集落では，村網としてボラ敷網の経営がなされていた[21]。長津呂では漁業組合（＝集落）が網と網船を所有し，半強制的に各戸から1人以上を参加させることで操業された。通常55〜60人が参加した。利益金は網と網船の維持費，役員手当を差引き，残りは操業参加者に分割された。

四艘張網は多くの場合，各人がほぼ同程度の資金と労働力を提供し，網などの生産手段を共有する網組によつて経営されていた。棒受網も同様であつた。大瀬ではタカベ，ムロアジを対象とした四艘張網漁が，海紅社と(共)という2つの網組によつて行なわれていた。この2つの網組は第二次世界大戦後，大盛社として一本化された。このような網組は，南伊豆の多くの集落でみられたものである。

イセエビ刺網漁においても，参加者の操業条件が平等になるように，各船が操業を行なう漁区を毎日交換した。同じ船には4〜7人が乗り組むが，各人のおろす網の順序も前日の1番が最後になるよううに決められた。操業者は漁業権保有漁家につき1人に限られ，各人が用いる網の総数，長さ，網目の大きさが決められていたが，この規制は現在も続けられている。

このように漁業活動は専用漁場を舞台に，共同組織が中心になつて行なわれていたので，共同組織維持のために，強い規制が行なわれ，そのため集落を構成する漁家が同一の生活リズムを持つ必要があつた。つまり漁業活動は集落の構成漁家の性格を均一化する働きをもつていたのである。

## 3. 産業の組み合わせ

### a. 半農半漁村としての沿岸集落

これまで述べた農業，漁業および林業は，個別の生産活動として営なまれたものではなく，相互に密接に関連づけられていた。南伊豆における沿岸集落は，いわゆる“半農半漁村”としての性格をもつており，集落住民の生活基盤が，山域，耕地，海域からの資源であつたことは，寛政年間（1789～1801年）から1952年までの各集落における収入割合を示した第2表から知られる。1891年当時は自給的生活の色彩が強く，農業は主食を提供するものであり，その比重はいずれの集落でも大きかつた。下田は南伊豆の中

第2表　南伊豆における沿岸集落の収入割合

| 旧町村（集落） | 1789～1801[1]（寛政年間） | 1891年（明治24）[2] | | | | | 1920年（大正9）[3] | | | 1933年（昭和8）[4] | | | | 1952年（昭和27）[5] | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 農業 | 漁業 | 商工業 | 水夫 | 他 | 農業 | 漁業 | 他 | 農業 | 林業 | 漁業 | 他 | 農業 | 林業 | 漁業 | 日給雇与 | 他 |
| | | % | % | % | % | % | | | | % | % | % | % | | | | | |
| 白浜 | 農・漁両方薪 | 60 | 40 | | | | 農業本位にして漁業はむしろ兼業 | | | 27 | 0 | 69 | 4 | | | | | |
| 浜崎（須崎） | | 4 | 5 | 1 | 90 | | 農業および漁業の兼業，漁業は天草漁，イセエビ漁が中心 | | | 29 | 1 | 70 | 0 | | | | | |
| （柿崎） | 農・漁半々 | 70 | 30 | | | | | | | | | | | | | | | |
| 下田 | | 船泊，曳船，割烹店などの宿泊船の利益によるもの最大，それに次いで漁業，商業，農業は微々たるもの | | | | | 寄港船を客とする業に重きをおいており，沿岸漁業の外は振わず | | | 14 | 0 | 55 | 31 | | | | | |
| 朝日（古佐美） | | 農業主体 | | | | | 農業本位にして漁業は副業 | | | 78 | 13 | 9 | 0 | | | | | |
| （田牛） | | 50 | 50 | | | | | | | | | | | | | | | |
| 竹麻（手石） | | 80 | 10 | 10 | | | 農業に生活の7割を依存しており，漁業は副業 | | | 68 | 25 | 3 | 4 | | | | | |
| （小稲） | | 60 | 10 | | 30 | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | % | % | | | | | | % | % | % | % | % |
| 南崎（下流） | | | | | | | 70 | 30 | | 46 | 15 | 34 | 5 | 37.9 | 3.1 | 27.0 | 21.6 | 10.4 |
| （大瀬） | | 60 | 40 | | | | 60 | 40 | | | | | | 49.9 | 0.6 | 17.7 | 23.7 | 8.1 |
| （長津呂） | | 30 | 30 | | | 40 | 50 | 50 | | | | | | 14.4 | 5.0 | 28.1 | 42.3 | 10.2 |
| 三坂（中木） | | 50 | 40 | 10 | | | 農業を本業として漁業は副業 | | | 62 | 25 | 12 | 1 | | | | | |
| （入間） | | 60 | 40 | | | | | | | | | | | | | | | |
| 三浜（妻良） | | 60 | 30 | 10 | | | | | | 34 | 27 | 39 | 0 | | | | | |
| （子浦） | | 40 | 30 | 30 | | | | | | | | | | | | | | |
| （伊浜） | | 農業主体，農閑期の採藻および自家用磯釣り | | | | | 全村農業に依存し漁業は副業として農閑期に営む | | | | | | | | | | | |

1) 大田南畝：豆州村々様子大概書．南信一（1953）：「豆州村々大概書」について．文化と教育 Vol. 4, pp. 16～24
2) 静岡県漁業組合取締所（1891）：静岡県水産誌．巻2, pp. 75～130.
3) 静岡県水産試験場（1920）：漁村調査報告．豆州之部．pp. 106～173.
4) 青野寿郎（1937）：伊豆半島に於ける漁村の地理学的研究，第二報―免許漁業に就て―（其三）．地学雑誌 Vol. 49. pp. 227～237.
5) 尾留川正平（1967）：南伊豆の臨海斜面とその内陸側地域における園芸農業の比較研究．東京教育大学地理学研究報告，XI, pp. 63～81.

心として，港を中心とした商業が栄え，他とは性格が異なつていた。須崎と小稲では水夫としての収入が，長津呂では風待港としての収入が大きな比重を占めていたが，これらを除くと基本的には半農漁村としての性格が明瞭である。1920年にも，この性格にはほとんど変化がみられなかつた。1933年になると天草の利益が増大したため，白浜，浜崎では漁業の比重が大きくなつたが，他の集落では基本的な変化はみられなかつた。1952年には，南崎村での収入割合において，日雇いなどの賃労働収入の増大がみられるが，農業，漁業依存の傾向は依然として続いていた。

b.　農漁家の性格

このような性格をもつ集落の構成農漁家は，一般的にいずれも，農業，林業，漁業を行なつていた。したがつて集落全体の各産業への依存の程度は，そのまま各戸の収入構成でもあつた。すなわち農業・漁業その他の産業に従事する農漁家にそれぞれ分化して，集落というまとまりを作つているのではなく，各戸の経営と労働生活のリズムそのものが半農半漁の性格をもつていたのである[22]。海域と山域の一部の資源は集落民の総有であつたため，共同組織による共同体的な生産活動がきわめて重要であつた。また，網漁業などの村ぐるみの操業の必要性からも，共同体的生産活動は不可欠であつたのである。このため集落内の各戸は，さまざまな共同体的規制を受けており，これによつて各戸独自の生産活動は制限されていた。他方，農業も漁業，林業との組み合せの関係から，農漁家ごとに異なる活動は困難であり，個々の農漁家の農業の内容も類似していた。一方，それぞれの農漁家では，多様な生産活動を，労働力に関して，季節的に競合しないように組み合わせており，生活のリズムに関しても，基本的には，類似の性格をもつていた。

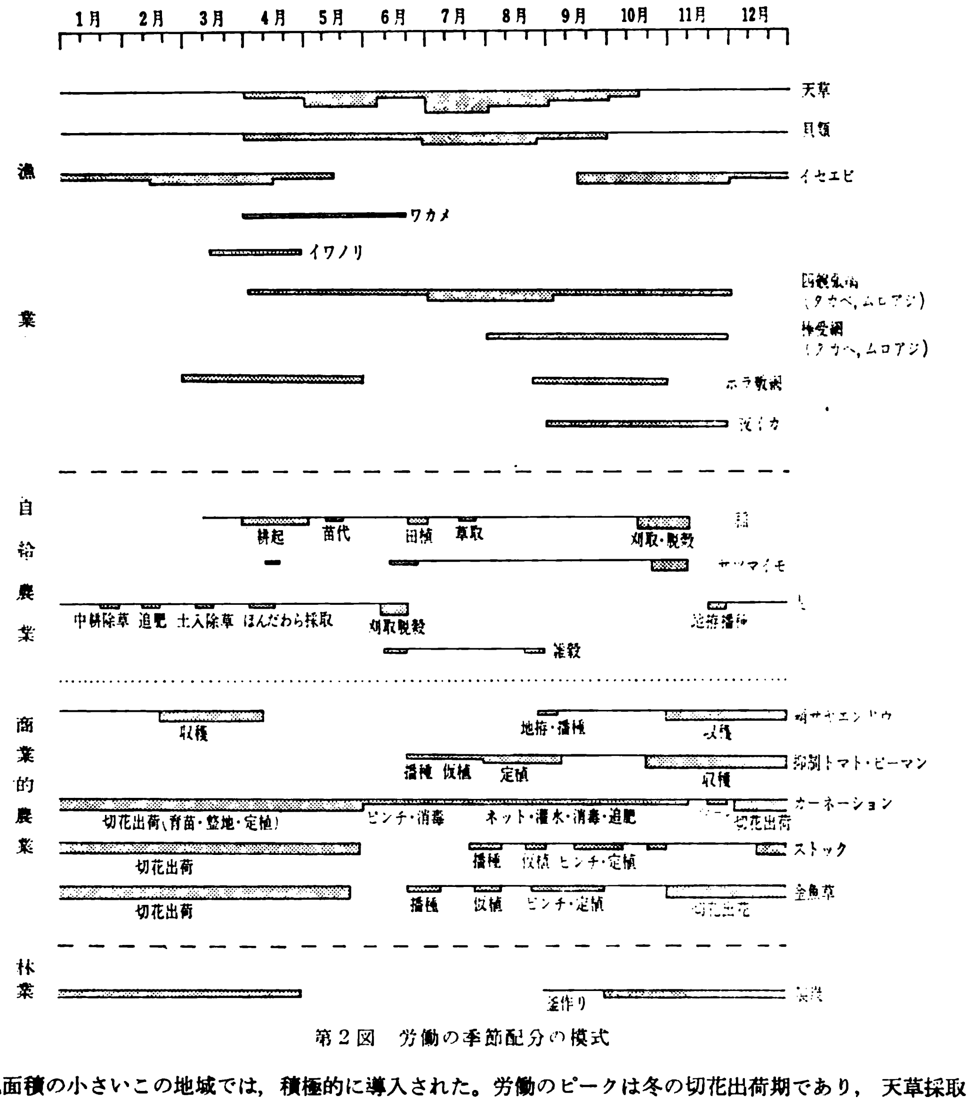
c.　産業の組み合わせ

沿岸集落の構成農漁家は，基本的には自給農業＋漁業という組み合わせをもつており，その他に商品作物として，昭和初期までは養蚕，その後，養蚕に代わり，絹ざやえんどう，花卉，酪農などが導入されたのであつた。第2図は昭和初期から，昭和30年代までの農漁家の労働の季節配分を模式的に示したものであるが，これはまた集落全体の労働の季節配分でもあつた。養蚕業は春蚕に中心が置かれ，自給農業とは労働配分の上で競合しなかつた[23]。

他方，漁業面では天草漁が5月から本格的に開始され，7月中旬から8・9月にピークがあつた。天草漁と同時期の4月から9月にかけて，アワビ，サザエを中心とした採貝漁が行なわれたが，一般に天草と同一潜水者によるものであり，収益の高い方が採取され，競合はみられなかつた。天草の最盛期がすぎた9月中旬からイセエビ漁が始まり，10・11月，翌年の2・3月が最盛期であつた。11・12月は夜イカの一本釣りの時期であり，3月から5月，9月から11月は，ボラ敷網漁の時期でもあつた。アジやタカベを対象とした棒受網漁，四艘張網漁は4月から10月にかけて行なわれ，夏の天草シーズンと重なつた。したがつて，白浜や須崎のように天草採取がきわめて重要な集落では，夏の操業は不可能であつた。

自給農業のピークである6月には天草漁が中断されるか，またはほとんど行なわれなかつた。また商業的農業である養蚕の春蚕期は，天草採取の開始時期でもあり，養蚕が盛んであつた農家では，天草採取の地位が低かつたか，天草採取が7・8月に集中するように調整されていた。製炭は9月の釜造りに始まり，翌年の4月まで続けられた。冬期にはイセエビ漁以外の主要漁業活動が行なわれないこと，自給農業の麦作，冬野菜栽培はさほどの労力がかからないことにより，製炭業も容易にこの地域の産業の組み合わせの中に入りえた。

養蚕業の衰退と相前後して，絹ざやえんどう，花卉，酪農などが導入され，自給農業，漁業と組み合わされた。絹ざやえんどうは，6月末および9月末に播種され，12月から3月にかけて収穫されるので，漁業との競合も少なかつた。また投下労働力が少なくてすみ，土地生産性も高いため，多くの農漁家に取り入れられた。抑制トマト・ピーマンは6月末の播種から8月中旬の定植まで，労働のピークが天草採取と一致しており，労働生産性も天草漁より低いため，広範には浸透しなかつた。花卉は土地生産性が高く，



第2図 労働の季節配分の模式

耕地面積の小さいこの地域では，積極的に導入された。労働のピークは冬の切花出荷期であり，天草採取や自給農業と労働力が競合しないようにみえるが，夏期にも多くの労働力が必要であつた。特にカーネーションは天草に相当する労働生産性をあげることができる反面，高い技術が必要で，必要労働量も金魚草の10a当り160日に対して450日に達する[24]。そのため夏の労働需要が少なく，資本も少なくてすむ露地栽培によるストック，マーガレット，金魚草に中心が置かれた。冬の切花とその調整は主に女性の仕事であり，花の出荷期には1日の労働時間は10～12時間に及んだ[25]。

昭和初期までは，初夏と秋に労働を多く投下する自給農業，夏を中心とした天草・採貝漁業，秋冬のイセエビ刺網漁，初夏の養蚕，冬の製炭を組み合わせていた。昭和初期以降，特に第二次世界大戦以後は，養蚕に代わつて冬を中心とする絹ざやえんどうと花卉が取り入れられた。

d. 沿岸集落の原型

南伊豆の沿岸集落は，基本的には日本の他の多くの沿岸漁村と同様，共同体的性格のきわめて強い"半

農半漁村"で[26]，住民は海域，耕地や山域を基盤として，複雑な労働暦をもつ産業の組合わせによつて生活を維持していた。すなわち各戸は集落前面の専用漁場を中心として，採藻，採貝，網漁，一本釣りなどの沿岸から近海におよぶ各種の漁業に従事するかたわら，集落の周囲や山麓の緩傾斜地を農地として利用し，自給作物のほか花卉や特殊な野菜類などの商品作物の栽培を行ない，また山地では薪炭のほか木材，竹材，木の葉の採取などを行なつてきた。それゆえ，白浜に関して先に明らかにしたように[27]，これらの多種多様な産業活動に専門化した農漁家が集落に並存しているのではなく，各戸の経営・労働のリズムそのものが多様な産業活動の組み合わせからなつているのであつて，その点に白浜を含むおおよその南伊豆沿岸集落の典型的原型をみることができるといえよう。

経済活動の中心である海域資源は集落民総有で，そこでは共同組織による共同体的な生産活動が行なわれてきた。この共同体的活動の理念は，経済法則を追求するというよりむしろ集落民の共存共栄ということにあり，そこでの活動の生産性は高いものではなかつた。そのうえ，南伊豆では農業の経営規模が小さいので，住民の，果樹，花卉，園芸農業などのように多くの土地や資本投下を必ずしも必要としない産業の導入意欲や賃金，俸給収入を求める意欲の強いことが特色で，抑制ピーマン，絹ざやえんどう，花卉栽培などが次々と導入され，かつてはそれら異種産業の組み合わせの数の少ない農漁家やその程度の低いものは生活水準が低いとさえいわれていた。このことは，後で述べるその後の激しい地域変貌の一要因ともなつた。しかし，根底的には共同体的色彩が強かつたため，各農漁家は同一の生活リズムを持つ必要があり，各戸独自の生産活動は共同体の枠を大きく出るものではなかつた。

## III　沿岸集落の変貌

南伊豆における沿岸集落の変貌過程は，交通網をはじめとするインフラストラクチャーの整備によつて大きく影響された。とくに，伊豆急の開通は南伊豆に大都市圏からの大量の観光客をもたらし，その結果，下田市の発展はもとより，沿岸部のあらゆる部分に著しい変化がもたらされた。すなわち，就業構造の基盤である農業・漁業が変貌し，さらに労働の形態が多様化してきた。それに伴つて集落の景観における変容も顕著である。以下，それらについて述べよう。

### 1．交通手段の発達と下田市の発展

#### a．交通網の整備

南伊豆は，すぐれた自然的観光資源と東京大都市圏をはじめとする大観光市場への近接性に恵まれており，観光交通網の整備によつて大きく地域を変容させてきた。南伊豆の中心地下田は，江戸と大阪を結ぶ海上交通の中継地点として，風待港として重要な位置を占め，また遠州灘をひかえた江戸治安維持の要衝の地であつた。東海道本線の開通後，陸上交通を求める気運が高まり，明治中期以後道路網の整備が進められ，かつて主要輸送手段であつた海上交通にかわつて陸上交通が中心になつた。さらに1950年以後の有料道路網を中核とする道路網の整備はめざましく，自動車による南伊豆への流入観光客は急激に増加した。また，下田と周辺集落との交通量も高まり，下田の影響圏拡大の基盤も固まつた[28]。

南伊豆の変貌をもたらした最大の契機は，いうまでもなく1961年の伊豆急の開通である。これは東海道新幹線熱海駅・三島駅の開業や，伊豆スカイラインなどの舗装道路網といつた，伊豆半島およびその周辺におけるインフラストラクチャーの整備と並行したことによつて，きわめて大きな影響を南伊豆にもたらした。高速・大量輸送の鉄道網とモータリゼーションを背景とする高速道路網の整備は，南伊豆を観光市場に近接させるとともに流入観光圏を拡大させ，多量の観光客を誘引する契機になつたばかりでなく，他の観光地域と組合みわせた広域観光ルートを形成させた。伊豆急の旅客数の増大を例にとると，1971年度の乗車人員は1962年に対して2倍を越えている。

一方，有料道路の開通によつて交通量が激増し，バスも大型化されて観光客が大量に流入した。下田道路の通行台数は1958年に比較して，1970年には11.4倍の伸びであつた。また通行車種の構成も大きく変

化し，かつては定期観光バス・路線バスの比重が高まつたが，漸次，小型乗用車が中心になつてきた。この背景には，マイカー族の増加や旅行形態が団体旅行から家族旅行や小グループ旅行に移行したことがあつたと思われる。

伊豆急・東海自動車・伊豆下田バスの交通運輸資本は，鉄道の敷設・バスの運行のみにとどまらず，各種観光産業を手がけ，地域の観光化に大きな役割を果たしてきた。ロープウェイ，食堂，レストハウス，ホテルなどの経営がそれであり，また民宿斡旋業も行なつている[29]。このように，交通運輸資本は，観光関連産業を推し進めており，その観光地域形成に関与する役割はきわめて大きい。

b. 下田市の都市的機能の拡大

下田は1955年に旧下田町と稲生沢，稲梓，浜崎，朝日および白浜の5村が合併して成立し，1971年1月に市制を施行した。下田の人口増加（年間約1％）はつねに緩慢であるが，人口増加のテンポに比較して，都市的土地利用の外延的拡大が著しい。

観光化を主因とした下田市の都市化は，人口構成・人口の性比構成にも特色を現わしている。かつては，農業・漁業が就業構造の基盤であつたが，1960年にはすでに第3次産業が46.3％の高率を示していた。近年は，農業人口の急減に対して，卸・小売業とサービス業の相対的・絶対的増加がある。これは観光業の進展と関係あるものである。その他，建築業・不動産業・運輸通信業人口の増加も観光地化によつて促進された。増加する就業人口を吸収した下田市域の事業所とその構成をみると，伊豆急開通前の1960年から1972年までに事業所数と従業員数は，両者とも2倍に増加しており，そのうち特に著しい伸びを示したのは不動産業であつた 1960年には，4事業所に9人の従業員のみであつたものが，1972年には408事業所と589人の従業員に増加した。伊豆急の開通は，単に来遊客を大量に招致したにとどまらず，別荘地をはじめとする観光開発を促進させた。これに伴つて不動産業者が，伊豆急下田駅付近に激増した。不動産業に次いで伸びが著しいのはサービス業で，1972年には従業者数が1960年の約3倍にもなつた。また，卸・小売業に従事するものは約2倍になつた。数だけの増加にとどまらず，サービス業の一事業所あたりの平均従業者は，1954年には3.5人であつたものが，1960年には3.9人，1972年には5.6人となり，サービス業の規模拡大もあわせて行なわれている。

以上のように，サービス業を中心とする観光化の進展を中核として，各種関連産業の発展が促進され，地方小都市であつた下田市においても，就業機会が増大し，南伊豆の諸地域に対する雇用の機会を拡大したのである。この中心性増大の結果として，労働力の他地方への流出がくいとめられ，さらには周辺地域の農漁家の労働力が吸収されることになり，周辺沿岸地域を変貌させる大きな要因となつた。

2. **漁業の変化**

a. 漁業法の変化と漁業組合の合併

1949年12月15日付で公布された新漁業法によつて，従来の地先専用漁業権と特別漁業権は，新たに共同漁業権に再編され，慣行専用漁業権は廃止された。この時，専用漁業権のもつ独占排他性は廃止され，地元外漁民の進出の余地が認められたが，実質的には変化がみられなかつた。しかしこれまでの一時的漁業権貸付，すなわち浦売は禁止された。また1955年には新下田町，南伊豆町が成立し，さらに1965年には南伊豆町漁協，1970年には下田町漁協が設立された[30]。従来，漁業組合は集落と不可分であり，漁場は組合を媒介として集落民の所有であつた。したがつて漁場から得られる利益金は，集落の公共事業に使用されるか，または集落民に配分されていたのである。しかし合併漁協は，漁業者の職能集団としての性格をもつようになつてきた。また漁協合併による信用事業部門の拡大は，漁業装備の近代化を進めることによつて専業漁家を育成するとともに，漁家経済の安定をはかるため，民宿施設資金を通じて，漁家の観光化を促進している。また近年，下田市魚市場の新設，須崎漁港の整備，妻良，入間のかん水蓄養施設などの漁業施設の充実が行なわれている。

b. 漁業の変化

**漁獲物の変化**　現在の南伊豆における漁業は，天草，アワビ，サザエ，イセエビ，ノリを中心とする免許漁業と，自由漁業のイカ，キンメダイを対象とする一本釣沿岸漁業から構成されている。また下田，須崎では，カジキ，ブリ，カツオを主体とした近海一本釣りが行なわれるようになつた。これは少人数でも操業可能であり，魚価も高値で，ここ数年来比較的安定した操業を続けている。小型漁船漁業では，イカの一本釣りがその中核として成長しつつある。沿岸漁船は従来ほとんど無動力で，ここ10年のうちに動力化されてきたが，その大半は1トン未満で稼動力の微弱なものであつた。しかし，イカ漁の発展とともに，漁船の近代化・大型化が急テンポで実現し，沿岸漁業の面目を一新しつつある[31]。イカ漁は3～5トンの船を用い，6月～9月が最盛期で，この期間にだいたい150～200万円の漁獲がある。

近年の漁獲高の推移をみると，魚類が安定している反面，天草の変動が著しい(第3表)。1966年の天草のピークは，ま草の値が10 kgあたり3000円台から，一躍7000円台に上昇したことが，大きな原因と考えられている[32]。その後の天草生産の減少は，資源の涸渇というよりもむしろ，漁業者の他産業への転業，一本釣りなどへの転換，および夏期の民宿シーズンにおける労働力の競合のためと考えられている[33]。また天草も貝類も同一潜水者によつて，同時期に採取される場合が多く，近年，貝類増産の影響として，天草生産が減少している。観光客の増加に伴う需要の増大は，貝類とならんでイセエビにもみられ，1962年頃には，全漁獲高の10％前後を占めるにすぎなかつたものが，1970年代になつて20～30％と増大している。しかし，天草の減少，貝類・イセエビの増大は，資源の周期性の影響ともいわれている。

**網漁の減少**　漁業の変化は共同作業を基礎とした網漁に顕著に現われた。1955年前後から，網漁は徐々に消滅していた。四艘張網，棒受網は1950年後半に消滅し，現存しているボラ敷網も労働力不足で運営

第3表　水揚高の変化(属人)

| 町 | 年度 | 魚類 | イセエビ | 貝類 | 天草 | その他の海藻類 | 合計 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 下田町 | | 千円 | 千円 | 千円 | 千円 | 千円 | 千円 |
| | 1962年 | 122,639<br>(47.5%) | 23,473<br>( 9.1%) | 15,913<br>( 6.2%) | 78,259<br>(30.3%) | 17,671<br>( 6.9%) | 257,955<br>(100.0%) |
| | 1964 | 139,773<br>(48.0 ) | 22,061<br>( 7.6 ) | 16,603<br>( 5.7 ) | 105,012<br>(36.0 ) | 7,991<br>( 2.7 ) | 291,440<br>(100.0 ) |
| | 1966 | 136,751<br>(34.1 ) | 20,850<br>( 5.2 ) | 28,590<br>( 7.1 ) | 211,002<br>(52.6 ) | 4,140<br>( 1.0 ) | 401,333<br>(100.0 ) |
| | 1968 | 168,419<br>(44.9 ) | 33,059<br>( 8.8 ) | 19,897<br>( 5.3 ) | 144,839<br>(38.4 ) | 9,213<br>( 2.6 ) | 375,424<br>(100.0 ) |
| | 1969 | 136,890<br>(36.4 ) | 89,860<br>(23.8 ) | 48,510<br>(12.9 ) | 97,230<br>(25.8 ) | 4,300<br>( 1.1 ) | 376,790<br>(100.0 ) |
| 南伊豆町 | | 千円 | 千円 | 千円 | 千円 | 千円 | 千円 |
| | 1962年 | 56,201<br>(44.4%) | 18,825<br>(14.9%) | 16,624<br>(13.1%) | 22,287<br>(17.6%) | 12,675<br>(10.0%) | 126,612<br>(100.0%) |
| | 1964 | 82,382<br>(43.9 ) | 28,027<br>(14.9 ) | 18,939<br>(10.1 ) | 51,366<br>(27.3 ) | 7,169<br>( 3.8 ) | 187,883<br>(100.0 ) |
| | 1966 | 63,884<br>(20.6 ) | 27,726<br>( 8.9 ) | 21,284<br>( 6.9 ) | 189,021<br>(60.8 ) | 8,717<br>( 2.8 ) | 310,632<br>(100.0 ) |
| | 1968 | 108,030<br>(35.0 ) | 46,859<br>(15.2 ) | 28,135<br>( 9.1 ) | 104,602<br>(33.9 ) | 20,915<br>( 6.8 ) | 308,541<br>(100.0 ) |
| | 1970 | 97,581<br>(30.6 ) | 92,773<br>(29.2 ) | 35,447<br>(11.1 ) | 72,812<br>(22.9 ) | 19,586<br>( 6.2 ) | 318,199<br>(100.0 ) |
| | 1972 | 66,613<br>(13.6 ) | 106,437<br>(21.8 ) | 196,952<br>(40.3 ) | 103,193<br>(21.1 ) | 15,654<br>( 3.2 ) | 488,849<br>(100.0 ) |

資料：賀茂郡の水産 (1962～1969年)
南伊豆漁協調べ (1970～1972年)

に支障をきたすようになつている。石廊崎（長津呂）の磯建網は，現在，網は保存されているけれども，1960年頃から操業されていない。大瀬における四艘張網の網組である大盛社も，1955年頃には消滅した。田牛の地曳網，ゴチ網(小型きんちゃく網)，須崎の追い込み網，白浜の地曳網はいずれも1955年前後に消滅したものである。網漁の衰退の最大の原因は，沿岸廻遊魚類の減少であるが，労働不足による影響も無視できない。漁家が収益のより高い漁業種に専念あるいは転換したり，他産業へ転業し，共同作業を継続することができなくなつた現われでもある。

**漁法と漁業装備の近代化** 網漁が減少する一方，存続あるいは新たに開始された漁業種は，効率の高い漁法を用い，その装備の近代化をはかつている。

天草漁は簡易潜水器の導入によつて，近代化が進められた。1955年には須崎，稲取に簡易潜水器が導入され，南伊豆の各集落がこれに続いた。白浜では他の集落より遅れて[34]，1962年に簡易潜水器8台が試験的に導入された。その数は1963年には20台，1964には32台に増加した。効率がよい上に収量が安定している簡易潜水器が増加する反面[35]，ギリ海女は1961年の64隻から1963年の10隻へ，マンガは69隻から20隻に減少した。簡易潜水器による操業者は，従来のギリ海女が転換したもので，1968年にはギリ海女は全くみられなくなつた。1971年には33台の簡易潜水器と板（櫓）海女とより草採取によつて天草漁業が行なわれた。1972年における白浜原田では，16台の簡易潜水器によつて，全天草産額の73％があげられた。白浜の天草漁における共同体的規制は，第二次世界大戦後徐々に弱くなつていつた[36]。1955年の町村合併に伴う経営主体の村から漁業協同組合への移行，簡易潜水器の導入は，この傾向に拍車をかけた。天草採取者の分化が進み，1964年には一般配当も中止された。

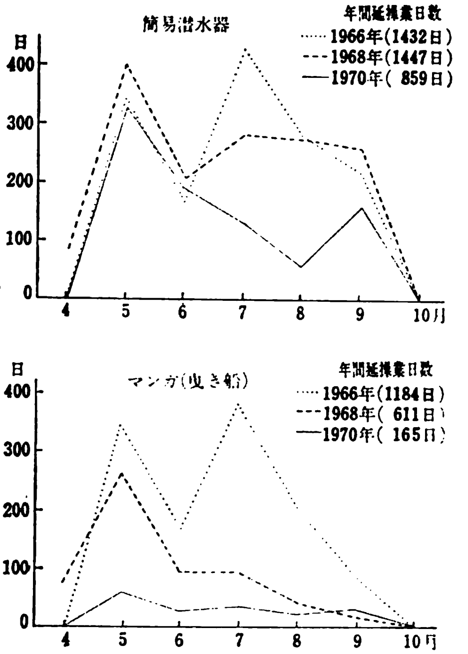
漁業装備の変化は，漁船の動力化にも現われている。1953年には南伊豆の総漁船数899隻のうち，25.3％が動力船にすぎなかつた。1961年には780隻のうち，48.8％が動力船となり無動力船との割合がほぼ等しくなつた。その後，急激に動力船が増加し，1968年には総漁船数730隻のうちの82.1％を動力船が占めるようになつた。1972年には南伊豆町の漁船の96.1％が動力船となるに至つた。しかし動力船は，大部分が5トン未満の3級船であり，2級船(5～100トン)はわずかに下田，須崎にみられるにすぎない。

以上のような網漁の衰退，天草漁を中心とした潜水漁業の近代化，いか釣りの発達などは，共同体的組織の上に存続していた漁業から，個別的な専業漁家による業漁への変化を示している。

c. 他産業との競合

先に述べたような漁業の変化は，他産業との労働力の競合に一部の原因を求めることができる。南伊豆の中心である下田市街地での就業機会の増大に伴う通勤の増加は，若年層を中心にして，労働の漁業からの離脱をひきおこしている。また近年における南伊豆全域の観光化によつて，かつては海女として，漁業の担い手であつた女性は，民宿や売店そして食堂経営者として，あるいは下田，柿崎，湊周辺のホテル従業員へと転職する傾向が著しい。下田市の漁業就業人口は，1960年には760人であり，うち男性454人，女性286人であつた。しかし1970年には，総数が532人に減少し，特に女性は1960年の約30％にあたる88人へと減少してしまつた。

白浜の天草漁は，夏の採取最盛期と観光シーズンの競合によつて，操業日の年間配分に大きな変化がみられる。第3図に示されるように，1966年には簡易潜水器の操業日数は，5月と7・8月にピークがあつた。これは1956年頃の状況とほぼ類似のパターンである[37]。しかし，1968年，1970年と年を経るに従つて，7・8月の操業日数は極端に減少していつた。その反面，5月，9月に操業の中心が移つていつた。他方，マンガによる操業は1966年から1968年にかけて簡易潜水器の場合と同様の傾向を示したが，1970年には全体的に操業日数が減少してしまつた。1970年には，1966年のマンガ操業漁家31戸のうち，5戸が存続していたにすぎない。そして4戸は簡易潜水器による操業に転換し，残りは小釣，商業，サラリーマンに変わつた。また，31戸のうち19戸は民宿あるいは食堂を営なんでおり，集落における観光要素の増大，つまり観光化が著しいことを示している[38]。ちなみに1966，1968，1970年にかけて，白浜の民宿




第3図　白浜における月別天草採取延日数資料：伊豆分場だより No. 153 p. 42

数は，12戸，43戸，75戸と急増した。

d.　漁業の地位の後退と専門化

資源の変動，市場価格の変化によつて，各年の漁獲高は安定していないが，第3表にみられるごとく，総漁獲高は徐々に増加してきている。しかし，他産業の急速な拡大によつて，収入源としての漁業の地位は低くなつてきている。旧南崎村の収入源（第4表）をみると，1952年には石廊崎（長津呂），大瀬，下流の3集落では，水産，農業，給与で収入源を3分しており，「半農半漁村」の性格を示していた[30]。しかし1969年には，観光化の著しい石廊崎では，観光産業と給与からの収入が87.1%を占め，漁業収入の絶対値は増加したが，相対値は4%へと激減した。他方，大瀬，下流は南伊豆で最も観光化の遅れたところであるので，労働生産性の低い農業も残存の度合いが高く，漁業についてはその度合はさらに強く現れている。大瀬ではむしろイカ漁の拡大によつて漁業の比重がやや高くなつている。しかし両集落とも，給与所得は大幅に増加している。

漁獲高の増加とは逆に，漁家は減少している。下田

第4表　旧南崎村住民の所得割合

| 集落 | 年度 | 水産 | 農業 | | | | | 林業 | 営業 | | 日雇 | 給与 | その他 | 合計 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | 合計 | 水田 | 畑 | 花卉 | 畜産 | | 普通 | 観光 | | | | |
| 石廊崎（長津呂） | 1952年 | 万円 249 | 万円 128 | 万円 9 | 万円 76 | 万円 33 | 万円 10 | 万円 44 | 万円 60 | | 万円 375 | | 万円 30 | 万円 886 |
| | | %(28.1) | %(14.4) | %( 1.0) | %( 8.6) | %( 3.7) | %( 1.1 | % 5.0 | %( 6.8) | | %(42.3) | | %( 3.4) | %(100.0) |
| | 1965 | 412 | 6 | — | 6 | — | — | - | — | 3,495 | 38 | 2,056 | 393 | 6,400 |
| | | ( 6.4) | ( 0.1) | | ( 0.1) | | | | | (54.7) | ( 0.6) | (32.1) | ( 6.1) | (100.0) |
| | 1969 | 449 | 13 | 5 | 8 | — | — | — | 311 | 4,419 | — | 5,300 | 677 | 11,169 |
| | | ( 4.0) | ( 0 ) | ( 0 ) | ( 0 ) | | | | 2.8) | (39.6) | | (47.6) | ( 6.6) | (100.0) |
| 大瀬 | 1952 | 238 | 677 | 198 | 261 | 192 | 26 | 8 | 87 | | 320 | | 22 | 1,342 |
| | | (17.7) | (49.9) | (14.7) | (19.3) | (14.3) | ( 1.6 | 0.6 | ( 6.5) | | (23.7) | | ( 1.6) | (100.0) |
| | 1965 | 753 | 1,367 | 338 | 138 | 804 | 87 | 64 | 229 | — | 146 | 1,614 | 301 | 4,474 |
| | | (16.8) | (30.6) | ( 7.6) | ( 3.1) | (18.0) | ( 1.9) | 1.4 | 5.1) | | ( 3.3) | (36.1) | ( 6.7) | (100.0) |
| | 1969 | 1,319 | 1,445 | 417 | 121 | 917 | — | — | 216 | 535 | 111 | 2,901 | 491 | 7,028 |
| | | (18.8) | (20.7) | ( 5.9) | ( 1.7) | (13.1) | | | 3.1) | ( 7.6) | ( 1.6) | (41.2) | ( 7.0) | (100.0) |
| 下流 | 1952 | 438 | 614 | 193 | 256 | 141 | 24 | 51 | 140 | | 350 | | 30 | 1,623 |
| | | (27.0) | (37.9) | (11.9) | (15.8) | ( 8.7) | ( 1.5 | 3.1 | ( 8.6) | | (21.6) | | ( 1.8) | (100.0) |
| | 1965 | 688 | 1,117 | 343 | 266 | 357 | 151 | 154 | 469 | — | 257 | 1,248 | 741 | 4,674 |
| | | (14.7) | (23.8) | ( 7.3) | ( 5.7) | ( 7.6) | ( 3.2) | 3.3 | 10.0) | | ( 5.5) | (26.8) | (15.9) | (100.0) |
| | 1969 | 1,308 | 1,000 | 476 | 164 | 272 | 88 | — | 372 | 183 | 264 | 3,102 | 1,376 | 7,605 |
| | | (17.2) | (13.2) | ( 6.3) | ( 2.2) | ( 3.6) | ( 1.1) | | 4.9 | ( 2.4) | ( 3.5) | (40.7) | (18.1) | (100.0) |

資料：南伊豆町税務課資料

市では1962年から1969年までに漁獲高は1.5倍になつているが，漁家は半数以下に減少してしまつた。これは漁家あたりの生産の増加を示すものである。漁場の広さは同一であり，その資源量にも限度がある。したがつて，漁法，漁業装備の近代化による労働生産性の上昇は，漁業の省力化を意味し，特定の専業漁家の重要要性が高くなつていることを示している。専業漁家は漁業装備を近代化し，年間を通じて収益の高い漁業種を組み合せている。1972年3月の聞き取り調査によると，石廊崎では全戸数116のうち，世帯主が漁業に従事している漁家は25戸であつた。そのうちわずかに4戸が主婦も漁業に従事しているにすぎなかつた。この4戸は，5月20日頃から9月10日頃まで簡易潜水器による天草，貝類採取，9月15日から翌年の5月14日までイセエビ漁に従事していた。7月から12月まではイカの一本釣りに出漁していた。4専業漁家はいずれも簡易潜水器をもち，魚群探知機，無線電信をそなえた2～3トンの船を所有していた。その他の21漁家のうち，19戸は主婦が売店の経営に従事し，3戸は民宿も兼ねていた。商業に専念する少数の漁家以外では，漁業は男性の職業として重要であることを示している。

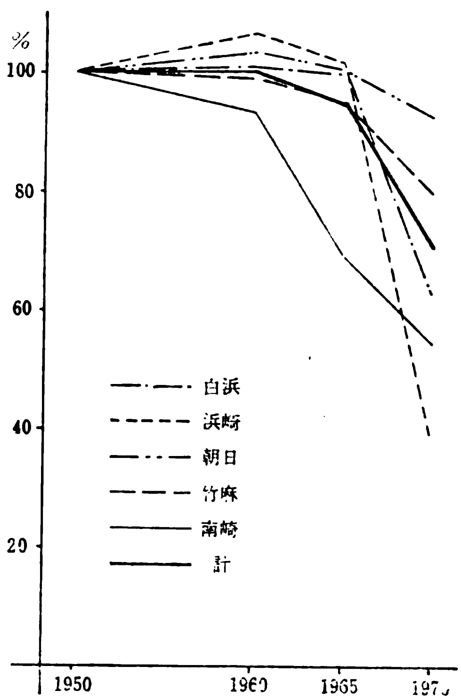
### 3．農業の衰退

昭和30年代に始まる高度経済成長の下で，この沿岸集落においても，就業機会が増大し，農家は所得を向上させるために，さまざまな努力をしてきた。その結果，自給的な農業を基礎として，いくつかの商品作物と漁業を組み合せた比較的等質的な農家群の中から，商品作物生産に専念する農家が出現してきた。また一方では，漁業への依存を強めてゆく農家，通勤兼業への依存を強めてゆく農家，民宿業に主力を注ぐ農家などが出現し，農家に分化が生じた。このような他産業への依存を強めた農家は，零細な商業的農業を放棄し，さらには自給農業すら放棄するに至つている。ここでは，こうした自給農家の消滅の様相についてまとめ，次いで，大瀬の花卉栽培専門農家の出現を中心に，商業的農業の動向について検討する。

#### a．自給農業の消滅

白浜から南崎にいたる沿岸集落には，1950年には2041戸の農家が存在していた。その後，農家数は1960年に1913戸(1950年の93.7%)，1965年に1868戸（91.5%)と減少してきたが，1965～70年に576戸が離農し，1970年の農家数は1292戸（63.3%）になつた。旧村別に農家数の変化をみると，平均経営耕地面積が最も小さく，かつ観光化が最も早かつた石廊崎を含む南崎では，離農するのが早かつた。最も減少が激しいのは浜崎であり，1950年の農家数を100とすると，1965年のそれは91.4%，1970年には30.6%にすぎなくなつた。

耕地面積は，1950年に644 ha(100%)あつたが，1970年には460 ha(71.4%)に減少してしまつた(第4図)。耕地面積の変化もやはり，1965～70年におこつているといえる。地目別にみると，最も減少が激しいのは普通畑で，1950～60年には安定していたが，1965年には1950年の面積の87.4%となり，1970年には45.6%にまで激減してしまつた。樹園地のみは1965～70年に急増したが，これは農業構造改善事業によるみかん園の造成のためである。しかし，みかん栽培はまだ大きな成果をおさめていないどころか，すでに藪にもどつてしまつたみかん園さえもある。




第4図　耕地面積の変化（農林業センサスより作成）

白浜における作物別収穫面積の変化によれば，自給作物のうち，いも類と小麦の栽培面積は1950～60年に最も減少が著しかつた。これは1950年には戦後の食料増産時代をぬけきらずに，いも類，小麦の栽培面積が異常に大きかつたためであり，また1950～60年の期間に商業的農業が復興しつつあつたためである。水稲収穫面積の変化は，1965～70年に減少が激しい。

農家数と耕地面積の減少および稲作の衰退は1965年以後に著しく，自給農業の放棄と離農傾向は，特に1965年以降急激に進行し始めたといえる。それに伴つて，耕地は荒地となり，その一部は別荘用地，観光産業関連用地として売却され始めた。白浜の原田においては，旧耕地面積の1割以上が1971年までに売却された。この傾向は今後さらに急速に進行するものと考えられる。

b.　商業的農業の動向

大瀬では1956年には花卉栽培面積は5.6 haに達し，花卉栽培は全農家の約9割（70戸）で行なわれていた。1962年頃までは最も花卉栽培が普及していた時期であり，この頃までにストック，金魚草栽培が定着した。一方1960年頃からイカ漁が本格化し始め，これを契機として，漁家と花卉栽培農家の分化が始まつた。

花卉栽培戸数は，1962年には71戸まで増加したが，1965年には52戸になり，その後次第に減少していつた。1955～66年に9戸，1966～67年には13戸が花卉栽培をやめている。一方，花卉栽培面積は1963年の6.13 haをピークとして，その後減少したものの，1966年以後は4 ha前後で安定しており，また出荷俵数も1966年を除いてほぼ一定している。花卉栽培による収益は約750～800万円程度である。これは一戸あたりの栽培面積，出荷俵数，収益がともに大幅に増加したことを意味する。すなわち，零細な兼業的花卉栽培農家が脱落し，花卉栽培の経営規模の大きな農家が，さらに規模を拡大して，花卉栽培の専業化を進めていることを示している[40]。

花卉栽培専門農家は，漁業との兼業をやめることはもちろん，自給用の農作物生産をもやめて，花卉栽培のみを行なう傾向にある。花卉栽培専門農家は家族労働力を2～3人確保し，出荷期には1～2人の地元の主婦を雇入れて経営を行なつている。大瀬の1972年における花卉栽培農家数は21戸であつたが，このうち15戸がこうした花卉栽培専門農家である。ところで，こうした花卉栽培専門農家においても労働力の老齢化が進んでおり，後継者とともに花卉栽培を行なつている農家は皆無といつてよい。花卉栽培の将来性は，漁業の将来性と比べて，非常に小さいとみられている。

ともあれ，花卉栽培においては，生産性を向上させて専門的農家を生むにいたつたが，他の商業的農業は，一般に生産性の向上，経営規模の拡大によつて専門的農家を生むまでにはいたつていないといえる。たとえば，酪農が最も盛んであつた吉佐美においては，1960年に総農家の約6割にあたる104戸が酪農を行なつていたが，飼養乳牛頭数，酪農家数ともに1960年をピークとして減少し，1戸あたり平均飼養頭数は，1965年の1.9頭をピークとして減少し，専門的酪農家を生むにいたらなかつた。また絹ざやえんどうについてみると，第二次世界大戦前の中心的産地であつた浜崎では，栽培面積が1960～65年頃に昭和初期の約半分にあたる7 haになり，農家の約7割が栽培するまでになつたが，1965年以後，栽培面積が激減してしまつた。抑制トマトの場合には，最も普及した白浜ですら，1960～65年頃約40戸で栽培していたにすぎなかつた。1970年には14戸で1 ha栽培していたので規模の拡大は見られるものの，専門農家を生むにはいたつていない。養豚については，朝日と南崎の両地区で多頭飼育傾向がみられるが，それらの平均飼育頭数は11.9頭と5.3頭にすぎず，これも零細な副業の域を出ていない。

南伊豆の沿岸集落においては，1960～65年頃にかけて，商業的農業が最も発展をみた。その後，商業的農業を零細に行なうにすぎない農家は脱落し，自給農業を維持するだけで，その労働力を他の産業へと移動させていつた。そして，近年ではさらに沿岸集落における就業は多様化し，専門分化が進んだ結果，多くの農家は自給農業すら放棄しはじめた。一方，たとえば大瀬の花卉栽培農家のような，専業的な農家は，経営規模を拡大し，所得の向上を計つてきている。しかし，そのような専門的農家は非常に少ない。

全般に農業は衰退しつつあるといえる。

### 4. 観光化の進展

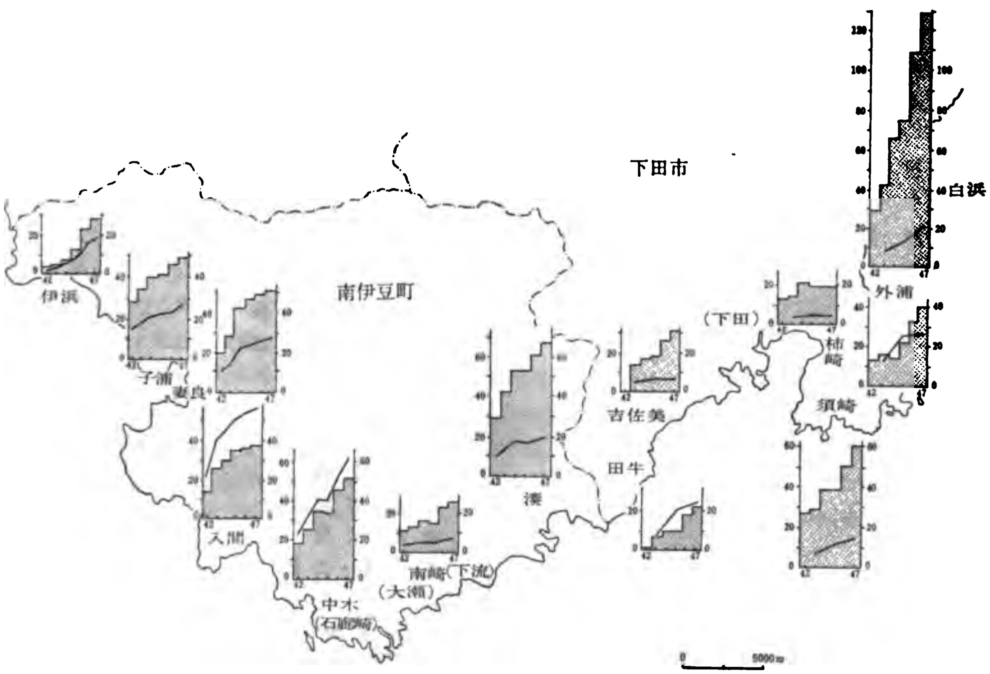
#### a. 観光客の流動と観光資源

流入観光客は，伊豆急開通後，1962年から急増した。1962年の下田市への来遊客は61年と比較すると約2倍であり，70年には約6.5倍に増加している。これに対して宿泊客数の増加はきわめて緩慢であり，南伊豆町の宿泊客数はわずかながら増加しているものの，下田市のそれは1970年をピークにして停滞している。これは，南伊豆に来遊する観光客のうち，日帰りしたり，他の観光地で宿泊する通過客が増加していることを示し，南伊豆が「通過観光地化」しつつある傾向を示すといえよう。現在わが国では交通機関の発達により観光行動圏が拡大し，自動車交通路網によつて連結された広域観光圏が形成されつつある。その一つのあらわれとして，南伊豆では通過する観光客は増加するが，それに比例して宿泊客は増大しないのである。

1966年には年間495万人の来遊客が下田に流入した。そのうち約半数が伊豆急を利用し，鉄道が観光の交通機関として最も重要であつた。そのうち，1970年になると，来遊客の約35％は自家用車を利用するようになり，伊豆急利用者とほぼ同数になつた。これはモータリゼーションを反映するものであり，東海岸沿いの国道136号線の整備が進み，京浜地区から日帰りが可能になつたことも関係が深い。

シーズン別の来遊客数の変動をみると，ピークは夏の海水浴シーズンで，最低月は毎年，梅雨期の6月と夏休み明けの9月である。東京海水浴圏の遠隔地化によつて，海水浴客の相当部分が伊豆半島にふり向けられつつある。

南伊豆の観光資源としてあげなければならないのは，温暖な海洋性気候の下にある石廊崎から白浜まで海食崖が続き，その間に砂浜海岸をはさむ海岸美という自然的観光資源であろう。また，下田市の幕末開港の史跡は特筆すべき人文的観光資源であろう。さらに，砂浜海岸は海水浴適地として重要な自然資源と




第5図　沿岸集落における民宿の推移
(棒グラフは民宿戸数，折れ線グラフは全戸数に占める民宿の割合を示す)

いえよう。伊豆急開通と道路網整備は大観光市場との近接性を高め，南伊豆の中心地である下田とその周辺沿岸地域に大規模な観光開発を誘発した[41]。

b.　農漁家の観光化

観光客流入の急増に対する沿岸部の農業，漁業に従事する地元民の対応の一形態として，各地に民宿が誕生した。伊豆の民宿は元来，農漁家の副業として釣宿と夏の海水浴客を顧客とした貸間経営から出発した。白浜では，伊豆急の働きかけで1961年に4戸の民宿ができ，その後，各地に民宿が急増した。それにつれて許可形態は通年営業ができる簡易宿所，もしくは旅館許可が一般的になつた。1971年には下田市の沿岸集落—白浜・外浦・柿崎・須崎・吉佐美・田牛—に合計245，南伊豆町—湊・南崎・中木・入間・妻良・子浦・伊浜—に合計274の民宿があり，収容力は温泉旅館のそれの3分1（31.6%）程度にまで達している。民宿は，旅館の少ない白浜・須崎・外浦・吉佐美と南伊豆町沿岸部に多く，これまで観光地として開発されていなかつた田牛・須崎などの集落に民宿の新設が相ついでいる。とくに南伊豆町の入間・中木の集落では，集落戸数の半数以上が民宿経営を行なうようになつた。民宿への宿泊需要が高まつたのは，とくに大衆観光にとつての宿泊料の低廉さの魅力に加えて，地元での宿泊施設の不足が関係していた。

南伊豆の民宿は企業的色彩が強いものの，その多くは農漁家の兼業であり，小規模である。民宿との兼業は，集落によつて異なるが（第5表），農業と漁業が最も多く，商店やサラリーマン世帯の民宿経営も増加してきている。とくに，白浜の原田地区では民宿と他産業との兼業形態は著しく多様である。農漁業との兼業がとくに夏季の労働配分の調整を困難にしたことや，民宿急増に伴う過当競争の激化によつて，副

第5表　原田の専業・兼業形態（1972年）

| 専業戸数 | | 兼業戸数 | |
|---|---|---|---|
| 農業 | 14 | 民宿・農業 | 18 |
| 漁業 | 5 | 民宿・公務 | 9 |
| 建設業 | 14 | 民宿・会社員 | 9 |
| 製造業 | 3 | 民宿・農業・漁業 | 7 |
| 卸・小売業 | 10 | 民宿・漁業 | 5 |
| 金融 | 0 | 民宿・建設業 | 5 |
| 不動産 | 1 | 民宿・卸小売業 | 4 |
| 運輸通信 | 1 | 民宿・不動産 | 2 |
| 電気 | 3 | 民宿・製造業 | 1 |
| サービス | 17 | 民宿・金融保険 | 1 |
| 公務 | 16 | 民宿・運輸通信 | 1 |
| 民宿 | 18 | 民宿・サービス | 1 |
| 会社員 | 8 | 農業・会社員 | 4 |
| 不明 | 16 | 農業・漁業 | 3 |
| | | 農業・公務 | 2 |
| | | 漁業・建設業 | 2 |
| | | 漁業・公務 | 1 |
| | | 建設業・会社員 | 1 |
| | | 卸小売業・公務 | 1 |
| | | 金融保険・公務 | 1 |
| 計 | 126 | | 78 |

聞きとり調査による

業的経営から本業に向かう民宿もあらわれてきた。1967～68年頃からは民宿経営強化資金確保のために，土地売却も目立つてきた。これが契機となつて，従来の沿岸集落の景観に大きな変化があらわれてくることはあとで述べる。

最近における，南伊豆沿岸部での集落の観光化の過程は，農漁家の自営兼業としての民宿経営が中心であつたが，集落を構成する各農漁家の観光化への対応形態は，原田における例でもわかるように，著しく多様である。農漁家が民宿から旅館へ発展したり，主要道路に面して立地する場合にはドライブインや駐車場を経営したり，別荘地分譲が盛んに行なわれている集落では不動産業などを営むようになることがその例である。石廊崎に近い大瀬では，1969年に伊豆急によつて観光花卉園が始められた[42]。開園期間は12月から3月までで，入園客は増加しつつある。この委託花卉園は，農家にとつては切花と出荷の手間が省け，価格変動の影響を受けずに収入が保証されるという利点もあり，1965年には1戸の農家が委託を受けていたが，そののち1973年までに5戸に増加したものであつた。この観光農園のように，農業そのものが観光化過程をたどる例もあり，集落内部のあらゆる空間が観光化の対象となつているといえよう。

c. 労働力の観光化

沿岸集落の就業構造を変化させた最も重要な要因は，下田市街地での観光業を中心とした雇用機会の増大であり，それに加えて各集落内部で観光化がひきおこした労働力需要であつた。前者は各集落から下田市街地への通勤人口を増加させ，あわせて下田の中心性の増大にもなつた[43]。原田では，全就業者557人のうち41.5％が雇用就業者であり，そのうち90.5％が下田市へ通勤している[44]。原田が下田市街地に近接していることにもよるが，下田市街地での雇用機会の増加が直接，沿岸集落の就業構造を変化させてきたのである。

また，沿岸各地域へのホテル，遊園施設などの大規模な観光資本の進出も，労働力を農業と漁業から観光業へ流出させることになつた。さらに，農漁家の自営兼業としての民宿・みやげもの店・食堂・ドライブインなどの経営は，集落の就業構造の内部からの変化に拍車をかける結果になつた。大型化しつつある民宿では，常勤の従業員雇用が増え，夏季の民宿最盛期には各民宿が，また，春と秋の観光シーズンには各売店がそれぞれ臨時雇用労働力を受け入れている。集落内の労働力だけでは不足することもあり，たとえば石廊崎では，下賀茂・大瀬・下流・湊・手石などから流入労働力がある。

このような就業構造の変化は各農漁家の内部にも及び，家族内での労働の分担も進んでいる。男子は漁業・商業的農業・雇用賃金労働に従事する割合が一般に高く，それに対して，女子が中心になつて民宿や売店の経営がなされていることが多い。かつては家族の全構成員が多かれ少なかれ農業と漁業に従事していたが，各人が観光業を中心としたあらゆる産業に広くたずさわりはじめたのである。南伊豆の沿岸集落における労働形態の多様化と労働空間の拡大は，観光化の顕著な進展と深くつながつている。

5. 土地利用と景観の変化

これまで述べてきたことからわかるように，南伊豆の沿岸集落は，とくに伊豆急開通以後，一つには観光化という過程を軸にして大きな変貌をとげてきた。従来の産業基盤であつた農業と漁業の変化は集落をめぐる空間利用状況はもとより，景観そのものにも大きな変貌をもたらし，しばしば破壊的状況さえひきおこしている。これらの状況を白浜の原田地区の場合を中心に説明しよう。この地区については1955年，1964年および1972年に土地利用状況調査を行なつているので，それらも比較しながら変化の様子をたどろう。

a. 耕地利用の変化

**1950年代における耕地利用[45]**　原田地区の水田は，下条川と宮前川の各々2つの谷に分布していた。下条川の下流の水田は，白浜で最も集団的なものであつた。その他の水田は，谷に沿つて樹枝状に上流へのびる狭小なものであつた。平坦地にある耕地は，ほとんどすべて水田化されており，谷底と谷頭は棚田化されていた。急傾斜地の水田では，10 a の水田が平均50～60筆にも細分されていた。1955年における白浜の49 ha の水田のうち，水稲を収穫されたのは48 ha であり，裏作として麦が5 ha 収穫されていた。残

りの1haは年間を通じてカーネーション栽培にあてられていた。

原田の普通畑は，下条川の2つの谷の間にはさまれた丘陵の緩斜面と，集落から高根山に通ずる尾根すじを通る道と下条川の谷の間にある南向き緩斜面に集団的に分布していた。その他に，宅地と山の間や，小さな谷の南斜面に分布する狭い畑があつた。10～20° の傾斜地にある畑は石垣などで階段化されていた。白浜の畑面積は，1955年には82haであつた。このうち，麦，さつまいも，自給野菜などの畑が70haを占め，花卉は4.5ha，絹ざやえんどうは3.3ha，抑制トマトとピーマンは5haに栽培されていた。

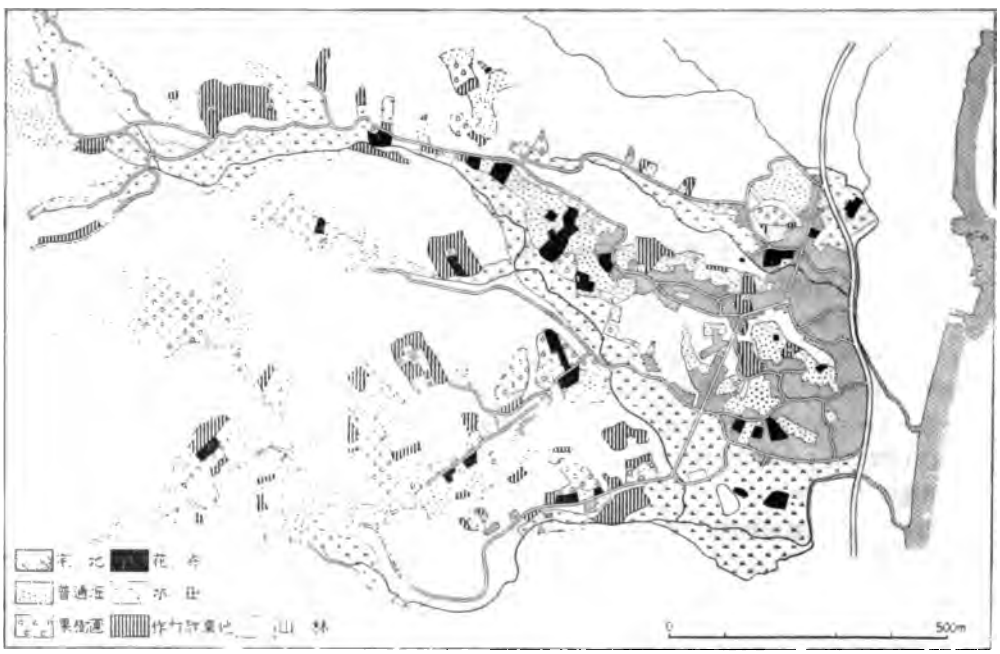
水田を加えると，自給農業用地は全耕地の86％を占め，残りの商業的農業用地は自給農業用地に囲まれ，島状の景観を呈していた。冬にはカーネーション栽培のビニールハウスと赤花系の絹ざやえんどうが，麦畑とともに目立つたが，夏にはさつまいも，雑穀，自給用野菜が圧倒的に多く，季節による景観の相違が著しかつた。

果樹園はすべてみかん園で，1955年には白浜に15haあつた。みかん園は白浜層からなる丘陵の斜面に分布し，急斜面は階段化されていた。1955年頃のみかん園は薮地と見あやまるほど管理の悪いものが多く，整然とした樹園はまれであつた。また幼樹が多いため，みかんの生産量は少なく，質も悪かつた。

1950年代は，第二次世界大戦中および戦後の食料難時代の完全な自給農業から，商業的農業の復興期にあたつていた。普通畑では，自給用の麦・さつまいも作と，商業用の花卉，絹ざやえんどう，抑制トマト・ピーマン作が並存しており，耕地は高度に利用されていたといえる。しかし，自給用の麦・さつまいも作は，この期間に急激に減少しつつあつた。

**1964年における耕地利用**　1964年の調査によれば，原田では水田裏作としての麦作はまつたく見られなくなつていた(第6図)。水田の放棄地は，畑の放棄地より少なく，下条川上流部に2筆と小さな谷頭に数カ所見られただけであつた。ビニールハウスを利用したカーネーション栽培が行なわれる水田が5カ所あつた。

白浜においては，1955～65年の間に畑面積は81.8haから71.5haに減少した。畑の放棄・荒地化は水




第6図　白浜・原田地区の土地利用(1964年)

田よりも強くあらわれている。荒地は調査地区全体に分散しているが，傾斜の急な山つきの畑はほとんど放棄されたといえる。夏作のトマト，ナス，さつまいもなどの後地の一部は，冬期には作付けされないままであり，1955年にみられた麦作はまつたく姿を消してしまつた。野菜類の中で最も広く栽培されているのは絹ざやえんどうで，ピーマンがそれに次いでいた[46]。花卉栽培の中心は，ビニールハウスのカーネーションで[47]，露地のグラジオラスとストックも一部に見られた。花卉栽培は，原田の西側の南向き約5°の緩斜地に集中していた。

みかん園は，1955年～65年の間に，白浜全体で1haの増加をみたにすぎなかつた。みかん園は畑を放棄するに先だつて，一時みかんを植えて放置してしまつたようなものが多かつた。農業構造改善事業によつて，山腹斜面を開墾し，みかん園を造成する計画が決定され，その一部は着工され始めていた。

**1972年における耕地利用**　1955年に49haあつた白浜の水田は，1970年には30haに減少し，さらに一年間，作付されなかつた水田が3.4haほどあつた（7図）。水田が放棄され，荒地化したものは1972年の土地利用図にも明らかに示されている。特に山間にある狭小な水田は，ほとんどすべて放棄されてしまつた。比較的耕作条件に恵まれていた下条川下流部でも，広い面積の荒地がみられるようになつた。下条川上流部には，作付けされたもの，収穫しないまま放置されている水田もみられた。荒地化，耕作放棄は，現在も，急速に進んでいる。下条川下流部では水田が埋立てられ，駐車場，旅館用地などへの転用が行なわれつつある。

白浜の畑面積は，1955年に82haであつたが，その後，減少を続け，1965年以後激減し，1970年には30.8haとなつた。そして一年間作付けされなかつた畑は，12.8haにもおよんだ。1972年の調査によれば，原田では畑の放棄地は全体に広がるとともに，1964年当時より放棄地の規模が大きくなつている。集落の中心部から約500m以上離れた畑では，絹ざやえんどう以外の作物は見られなかつた。集落の周囲




第7図　白浜・原田地区の土地利用（1972年）

の畑でも，5カ所の花卉栽培地を除けば，絹ざやえんどうと自給野菜が栽培されるだけであつた。自給用野菜は，狭い畑をさらに細分して，多種類栽培されていた。集落の西の花卉栽培地でも，ビニールハウスが放棄地と自給用野菜畑の中にとり残されていたように存在していた。

1964年以後に始められた農業構造改善事業によるみかん園造成の結果，みかん園の面積は27.5 haにまで増加した。農業的土地利用が後退する中にあつて，みかん園の面積だけが増加したのである。ところが，これらのみかん園にはまだ幼樹が多く，その上，手入れが悪いために，みかんは農業経営上重要な地位を占めるにいたらなかつた。大部分のみかん園は苗木を植えたままに放置され，収穫すらされずに下田のみかん商に山売りすることも少くなかつた。また，農業構造改善事業によるみかん園造成には失敗例もある。たとえば，ブルドーザーを入れて開墾したものの，苗木を植えずに放置されて藪地にもどつてしまつた例や，農道をつけた跡だけが残つている所もある。

b. 山地利用の変化

**従来の山地利用** 南伊豆の沿岸集落における山地には，旧竹麻村や吉佐美における竹細工のための竹林を除き，有用林はほとんどなく，山地の大部分はくぬぎを主体とする雑木林と原野であつた。雑木林は，従来から薪炭生産用地として利用され，村内の燃料をまかなう以外に，明治以前から伊豆炭として，江戸にまで販売されていた。

山地の共有林野は，屋根葺きのためのかや場，堆肥と飼料の供給源である採草地，それに雑木林から成り立つており，田牛には魚付林の共有地も存在していた。吉佐美においては，共有地のうち野ソウと呼ばれる採草地では，4月初旬に苗代草の口あけの1日だけ，各戸1人だけの草刈りが許されていた[48]。こうした共有地は，地租改正以後，さまざまな形で共同所有されてきたものであつた。旧白浜村，旧朝日村，旧南崎村には所有地もしくは村内全区の共有地があつた。さらに各村内の集落，たとえば須崎，田牛，下流，大瀬，長津呂には，区有地があつた。また区有林は集落内のいくつかの組によつて分割所有される例が田牛，大瀬などにあつた。田牛においては，本戸66戸の什組が区有地を分割，保有していた。

**山地利用の衰退と山地・共有地の売却** 南伊豆の沿岸集落においては，有用林が少なかつたため，薪炭生産以外の山地の利用は，一般農山村よりも低水準にあつたといえる。さらに，専用漁場が一般農山村の採草地，入会地に相当する役割を一部果たしていた。すでに述べたように，天草採取は労働の季節配分上，農業と密接に結びついていたばかりでなく，専用漁場は肥料となる天草カス，ほんだわらの供給源でもあり，この点でも海域と耕地は補完関係にあつたのである[49]。

このように，海域が山域の採草地の役を補つてきたこともあつて，原田においては背後の山域24 haの共有採草地のうち15 haに植林が行なわれ，採草地としての山域と農業との結合はさらに弱められてきた[50]。一方，酪農が最もさかんであつた吉佐美においては，採草地は乳牛のための飼料源として，各戸に管理され，利用されていたが，酪農が余りふるわなくなつていつた後は，共有採草地は飼料源としての存在意義を失なつてきた。また，かや場としての共有地も，農家の屋根がかや葺からトタンあるいは瓦葺きに変えられてゆくにつれて，存在意義を失なつてしまつた。さらに，昭和30年代以後，燃料革命の進展にともなつて，共有地および私有地からなる山域全体で，薪炭生産も行なわれなくなつてしまつた。

一方，1955年に白浜，浜崎，朝日の諸村と下田町が合併し，南崎，竹麻両村が南伊豆町の中に組み込まれるに伴つて，さまざまな形で所有されてきた共有地の管理主体が変つた。旧共有地のうち，村有地はそのまま下田町と南伊豆町の町有地となり，区有林の一部も財産区管理者である町に管理権が移譲された。たとえば，原田区における区有林は，白浜村村有林の一部として下田町の町有林となり，須崎区の区有林の場合には，下田市が実際上の出納管理者となつた[51]。しかし，田牛のように，実質上の区有林をいくつかの組に分け，名義上，各代表者の個人有の形ととつたものだけは，共有地として残された。

以上のように，さまざまにな形で所有された元共有地と共有地は，地元民がほとんど山地の共有地を利用しなくなつたがため，もしくは，町財政の一部をまかなうために売却され始めた。原田においては，

1955年の下田町と合併の後，翌1956年に下田町が旧白浜村の共有地であつた女郎山の町有地約15万坪を伊豆急へ売却し，1964年には，海岸部の町有地（大浜）約16万坪をも伊豆急へ売却した[52]。このような，元共有地の大規模な売却と，伊豆急の開通に伴う観光開発の進展によつて，山地の売却は私有山林にまで広がつた。

1957年から1971年にかけての15年間の原田における土地売却の件数は901件で，面積は111万 $m^2$ におよんだ。この面積は原田の総面積の約 $1/8$ にあたる。買却された土地を地目別にみると，原野56.4万 $m^2$，雑種地27.6万 $m^2$，山林40.2万 $m^2$ が売却されたことになり，おのおのの地目別総面積の32%，67%，32%が売却されたことになる。一方，耕地の売買面積率は1971年現在10%台にすぎず，土地利用の価値が最も早く失なわれた山城から土地売却が進んだといえる。土地売買は1965年頃から活発化し，特に新土地税制が実施された1969年以後急増した[53]。2000 $m^2$ 以上の大規模な土地売却件数は71件にのぼる[54]。

一方，土地売却者は，土地売却資金によつて家屋の新改築を行なつたり，これを契機として民宿や売店を始めた例も多かつた。

**別荘地開発**　売却された土地の多くは別荘地開発を中心とする観光開発用地である。原田では1972年に，2000 $m^2$ 以上の別荘地開発が10カ所に計画されており，すでに売却された土地もあつた。別荘は集落内の耕地に3軒建てられたが，元来家屋が密集している集落内には別荘地開発の余地はない。また，現在のところ旧耕地でも別荘地の開発は少ない。別荘地の開発は海を見下ろす山腹斜面に多いといえる。そこでは山腹の雑木が切りはらわれ，ブルドーザーで整地され，コンクリートやブロックで土止めした階段状の宅地が造られる。すでに完成した別荘用宅地が売却され，別荘が建てられつつある。こうした別荘向け宅地の中には，あまりにも急傾斜地にあつたり，分譲地の一区画が100 $m^2$ に満たないものも少なくない。とりつけられた道路の路肩が侵食されているような不備な分譲地もまま見うけられる。また，別荘地開発による斜面の切崩しの結果，多量の土砂が流失して天草漁場に堆積し，天草採取の作業能率を低下させている例は，南伊豆でますます多く耳にするようになつた[55]。

c.　海岸付近の土地利用変化

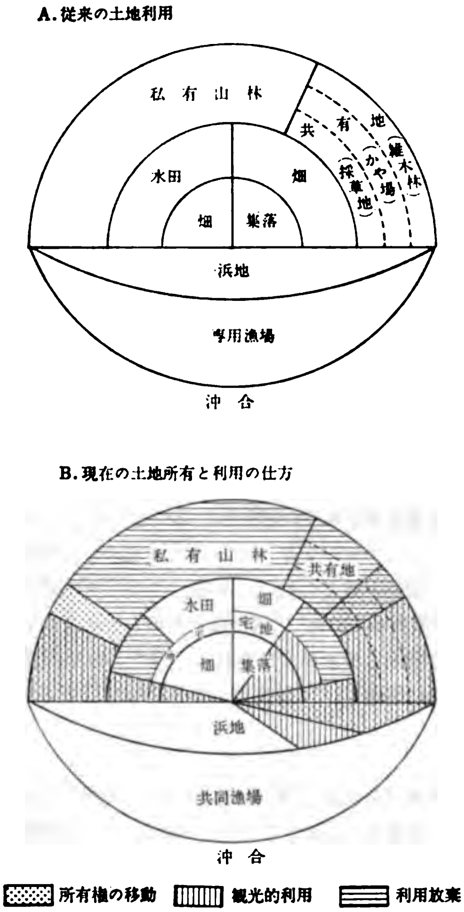
従来から海岸を利用してきた施設としては，天草干し場があげられる。天草干し場では，水揚げされた天草を選り分け，計量して漁協へ売り渡し，乾燥するまでの作業が行なわれてきた。原田では白浜神社の南，宮前川口の海岸が天草干し場，作業場，倉庫用地にあてられてきた。

現在，原田の海岸付近の景観は，山城の別荘地とともに，観光化を最もはつきりと示している。海岸付近の土地利用の中で最も特徴的なものは駐車場である。白浜神社から南にのびる大浜（いわゆる白浜海岸）は海水浴場に利用されており，国道をはさんで，海水浴客向けの売店，食堂，みやげ物店，ドライブイン，ホテルがあり，海岸部の景観は白浜の観光化を強く印象づけている。

d.　家屋景観の変化

原田では，伝統的なかや葺きの入母屋と，寄せ棟造りの民家は1972年にはほとんどみられなくなつてしまつた。1972年の調査によれば，195戸の民家のうち78戸が新築された家屋であり，改築された家屋は25戸，新改築のない家屋は76戸となつていた。新改築のあつた103戸のうち，民宿を経営しているのは58戸であつた。新改築を契機として民宿経営を始めた戸数の割合は非常に高く，新改築費を得るために山林や耕地を売却した例も多かつた。原田全戸数206戸のうち，トタン屋根切妻造りが57戸、瓦屋根切妻造りが41戸となつており，旧来のかや葺き寄せ棟造りはほとんどみられない。しかし，かや葺きを瓦葺きにした寄せ棟造りの家が42戸，トタン葺き寄せ棟造りが23戸みられた。

次に，家屋内部と宅地利用の変化をみてみよう[56]。旧来の母屋は一般に田の字型で，土間は農作物の一時的な収納場，または作業場として使用されていた。母屋の他には，農具，漁具，農作物，漁獲物を収納する物置があり，家畜もその棟の一部で飼養された。この他に，蔵が設けられ，家財道具，調度品がおさめられている場合もあつた。




第8図　南伊豆沿岸集落の土地利用変化の模式

一方，最近の民宿用家屋は，宅地の一部（主に物置や家畜小屋跡）に建てられるか，あるいは母屋とともに新改築される場合には，一階を家族用の居室と台所，風呂場とし，二階を民宿用の部屋にする例が多い。民宿用の家屋には，トタン葺きの切妻造り，二階建てが多い。そして，民宿農家では物置は従来より狭くなり，ガレージと兼用される例が多い。このように，原田においては，産業の変化が宅地利用の変化の中にも反映されている。

e.　土地利用の模式

以上述べてきたことをここで模式的に説明しよう（第8図）。かつては集落と前面の専用漁場を共同体の核として，採藻，採貝，網漁，一本釣りなどの沿岸から近海におよぶ各種の漁業が行なわれ，なかでも海女による天草採取がその代表的なものであつた。砂浜は天草干し場，出荷の作業場としてのほか，船着場，網修理の作業場などとして利用された。集落内や付近の畑は自給作物（とくに野菜）の栽培地として利用され，集落の周囲や緩傾斜地における水田と畑は，前者では無論稲作栽培が行なわれ，後者では，米，麦，いも類，雑穀，豆類などの自給作物のほか，時代によつて養蚕，絹ざやえんどう，抑制野菜，花卉栽培のほか，果樹園として利用された。山城は専用漁場とともに南伊豆沿岸集落の共同体的性格を規定していた共有地が多く，それらは農業用の採草地，かや場として利用されるほか，他の私有林とともに炭焼きに利用される雑木林となつていた。

その後，伊豆急の開通を契機とする観光化の進展に伴い，かつて漁業にのみ利用された浜地は，海水浴場として利用されるほか，その一部には駐車場が作られ，ホテルさえも建設されるようになつた。かつての農漁家からなる集落景観は民宿，旅館，売店，食堂など観光要素が目立つ景観に変貌した。かつて専用漁場とともに重要な住民の生活の基盤を形成していた水田や畑にさえも，駐車場，民宿や下田の都市化と結びついた宅地の建設が目立ち，別荘の進出もみられる。もう一つの大きな特徴は，地元住民が他産業への依存度を強めるにつれて，耕作放棄地が実に多くなつたことである。彼らは，耕作を放棄し，耕地全体の利用を後退させたばかりか，山地と同様売却さえし始めた。その結果，生産手段を失つて，不安定な日雇いに従事する住民が多くなるといつた新たな問題点も惹起されつつある。山林もかや場，採草地，薪炭用原料採取地としての共有地の意義が減少する一方，海の見下ろせる高台は別荘地に適し，共有地をはじめ多くの山地が，私鉄大資本や他の外来資本に買収されてきた。ここでは別荘を中心に他の観光施設の設置も盛んで，観光的に利用されていない山地は放置されたままのものが多いというのが実情である。

このように南伊豆沿岸集落では，地元住民の観光業への傾斜を軸として，農業的土地利用や山地の利用が衰退し，一方，土地の都市住民への流出が激化した。経済活動全般の変化に伴い，その土地利用，景観も大きく変貌しつつあるのである。

## むすび

かつての南伊豆沿岸集落の原型は，専用漁場での天草採取を中心とする漁業に，小規模な自給農業と商品作物の栽培などを複雑に組み合わせて生活を維持する比較的等質な農漁家によつて構成されている点にあつた。

昭和30年代に始まる経済の高度成長は，それまで均衡を保つてきた集落の生態を大きく変化させることになつた。伊豆急開通前後から，いわば景観（地域）形成の新しい担い手ともいえる，強力な資本を背景とした外来の企業や別荘所有者が多くこの地に進出した。一方ではこのようななかで，地元民の所得を向上させようとする意欲を農業や漁業で満足させることが次第に難しくなり，産業の新しい組み合わせ，生活の仕方の変革がなされねばならなくなつてきた。生産手段を近代化して専業的農漁家に向かつたものもあるが，他方では民宿を主体とする観光産業，あるいは通勤労働を主体とする世帯が出現し，住民の生活方法は多様化した。

この傾向はある程度，集落構成単位としての家の分化・専門化とみなされようが，しかし一方，現時点ではまだ家族構成員がいくつかの異なる産業に従事し，生活を維持しているものが多い。それゆえこれは，家族の全構成員がかつては多かれ少なかれ農業と漁業に従事していたのが，観光業や下田への勤めなどを含むあらゆる産業に広くたずさわり始めたものといつても差し支えないであろう。個人的レベルでは，近代化に伴う一般的な，生産性向上を指向した労働の単純化・専門化であるが，世帯あるいは家のレベルでは，基本的に多角的であり，依然として半農半漁，あるいは日本的な家族的・小農的生産の性格を維持しつづけているといえよう。ともあれ，南伊豆の臨海集落は，生活のリズムがそれぞれ異なる，多様な性格をもつ世帯から構成されるようになつたわけである。それゆえ，従来のように共同体的組織を維持することは困難となり，それを基盤とする空間（地域）生態系は現在解体されつつあり，それに伴つて新しい空間生態系が形成されつつあるといえよう。しかしそれはもはや自然の生態系を従前のように保護する性格のものではなくなり，そこに海域の汚染，山地や風景資源の破壊を招く大きな根があるように思われる。それはとりもなおさず沿岸集落民のめざす新しい生活基盤そのものの破壊でもあるわけである。ここでの自然破壊は二重に重大な問題を提起しているといえよう。

### 参考文献および註

1) 薮内芳彦(1958)：漁村の生態．東京．pp. 13-20.
2) たとえば，旧南崎村大瀬においては，南中村，三浜村に水田を有する農家がかなりみられる．
3) 白浜においては，10 a あたり35～65人の労力を必要とし，耕地整理の終つたデルタの水田に比べ，所要労力で，2～3倍，収量は2分の1，労働生産性は1/4～1/6にすぎなかつた．尾留川正平(1959) 伊豆白浜臨海集落における園芸，自給農業，漁業，兼業労働の組み合せ．東京教育大学地理学研究報告，Ⅲ，p. 98.
4) 賀茂郡(1914)：南豆風土誌．p. 384.
5) 南伊豆の繭は松崎市場でせりにかけられたが，日本で最も早い生産であるため，その年の繭価決定の役を果した．このため，松崎市場には県内外から業者が集まつていた．前掲 4) pp. 383-388.
6) 尾留川正平(1958)：伊豆における特殊疎菜園芸地域の形成．東京教育大学地理学研究報告，Ⅱ，p. 26.
7) 尾留川正平(1967)：南伊豆の臨海斜面とその内陸側地域における園芸農業の比較．東京教育大学地理学研究報告，XI，pp. 66-68.
8) 松井貞雄(1968)：伊豆川津谷における花卉園芸．人文地理，Vol. 20，pp. 384-386.
9) 前掲 3) p. 105.
10) 静岡県漁業取締所(1894)：静岡県水産誌．巻2，pp. 75-130.
11) 青野寿郎(1935)：伊豆半島に於ける漁村の地理学的研究，第一報．一沖合並びに遠洋漁業の根拠地に就て一(其一)．地学雑誌，Vol. 47，pp. 437-452.
12) 山口和雄(1957)：日本漁業史，東京．pp. 138-147.

13) 旧漁業法下では，沿岸漁業に免許漁業，許可漁業および自由漁業があった．さらに免許漁業には定置，区画，特別および専用漁業の4種があった．
14) 青野寿郎(1937)：伊豆半島に於ける漁村の地理学的研究，第二報．—免許漁業に就いて—(其三)．地学雑誌，Vol. 49, pp. 227-237.
15) 専用漁業権には地先専用漁業権と慣行専用漁業権があり，前者は磯付根付の海域を専用するものであった．他方，後者は藩政時代からの慣行をもとに設置された．前掲 1) pp. 68-73. 南伊豆では，各漁業組合が地先専用漁業権を有しており，下流から伊浜に至る組合は，それぞれ隣接組合と共有の慣行専用漁業権をもっていた．白浜では村で慣行専用漁業権をもち，天草漁を行なっていた．
16) 前掲 14)
17) 天草漁法については「尾留川正平(1965)：南伊豆におけるてんぐさ漁法の類型化．東京教育大学地理学研究報告．IX, pp. 190-206」が詳しい．
18) 白浜村(1954)：天草の沿革．p. 13.
19) 白浜村に本籍および家屋を有し，その家屋に居住し独立の生計を営み，村および区の経費を負担し，これを継続するものに限られた．また分籍者は15年後に半人前，30年たって1人前となり，他町村からの転籍者は30年後に半人前，50年後に1人前となった．阿部善雄(1951)：漁村の構造．社会学評論，No. 4　p. 54.
20) 下田市漁業協同組合田牛支所保存：大正11年以降契約書綴．
21) 入間ではボラ敷網の他にタカベをとる四艘張網と六艘張網も村網であった．タカベ漁における利益の配分は現物で行なわれ，アミシロ(約4～5割)，セワシロ(津元、世話人への骨折り代として若干)を差引いて，残りを平等に分割した．地方史研究所(1965)：伊豆南西海岸．pp. 214-215.
22) 前掲 3) p. 81.
23) 土地利用の面では，養蚕の最盛期の昭和初期頃，普通畑と桑園の面積はほぼ同じ程度まで達していたが，自給用の水田と畑は確保されていた．
24) カーネーションは夏期にも多くの労働力が必要であり，かつ高度な技術を要した．また天草に相当する労働生産性をあげることができたため，専門的農家が出現するようになってくる．
25) 前掲 7) pp. 74-75.
26) 川越淳二・後藤和夫編著(1970)：村落—その構造と系譜—．東京．pp. 47-73. 山岡栄市(1958)：漁村社会学の研究．東京．前掲 1)．山岡政喜 (1967)：沿海集落．朝倉地理学講座9・都市村落地理学．pp. 100-137.
27) 前掲 3) pp. 79-114.
28) 高橋伸夫・菅野峰明・小林浩二(1974)：地方小都市の観光化に伴う都市化—伊豆下田市の事例—．東京教育大学地理学研究報告，XVIII, pp. 119-152.
29) 伊豆急の場合には下田市・南伊豆町の範囲にある131の民宿と協定を結んでおり，その数は年々増加する傾向にある．
30) 栗田与八(1968)：大型合併に成功した南伊豆漁協．漁協整備の歩み．pp. 133-199.
31) 山本正三・石井英也・内山幸久(1972)：海岸地域の漁業と農業の近代化．日本地誌，第11巻，pp. 604-609.
32) 静岡県水産試験場伊豆分場(1972)：伊豆分場だより．No. 159, p. 703.
33) 静岡県水産試験場伊豆分場(1972)：伊豆分場だより．No. 160, pp. 707-709.
34) 稲取のように，潜水器の利用によって天草採取者が分化することを防ぐため，潜水器の利用を禁じ，ほとんどすべての漁家からギリ海女や板海女が出動していた．
35) 各漁法を1人1日当りの収量に換算すると，効率は次のようになる．板(樽)海女：ギリ海女：マンガ：簡易潜水器=1：3：3～4：8である．
36) 小沢義一(1971)：南伊豆における地域構造の変容．静岡大学教育学部，卒業論文．pp. 156-179.
37) 尾留川正平(1961)：日本周辺の浅海におけるてんぐさの分布と半農半漁村におけるてんぐさ採集活動．東京教育大学地理学研究報告，V, pp. 15-21.
38) 静岡県水産試験場伊豆分場(1971)：伊豆分場だより．No. 153, pp. 12-15.
39) 課税面からの収入調査であるので，給与所得が過大に現われている．石廊崎では，燈台，測候所，信号所，有用植物園などの外部者の給与所得が加算されていることから，特に大きな割合になっている．
40) 現在栽培されている花卉の種類は，主として金魚草とストックである．しかし露地のストックの

栽培面積の減少は，ビニールハウス栽培による金魚草のそれの減少より大きく，相対的に施設園芸的色彩を強めている，また，永年生のストレチアの栽培面積が拡大しつつあり，省力化の努力がみられる.

41) 下田は1961年には宿泊者数を観光地規模とした順位では熱海・伊東・長岡・修善寺・熱川に次いでいたが，1970年には熱海・伊東に次いで，伊豆地方第3位の観光地に上昇した. 下田観光協会(1971)：下田観光白書. 昭和45年版.

42) 伊豆急は，地元農家5戸で所有する面積10000 $m^2$ の畑地に，栽培花卉の種類と面積を指示し，面積あたりの代金を農家に支払つている.

43) 尾留川正平・山本正三・他(1972)：伊豆白浜における沿岸集落の変貌. 地理学調査報告. No. 2. 東京教育大学理学部地理学教室.

44) 前掲 28) pp. 119-152.

45) 前掲 3) pp. 79-114.

46) ピーマンは露地に30 cm 程のシノ竹を支柱にして栽培され，丈の低いものが多かつた. またピーマンはカーネーションと輪作されるため，ビニールハウスの覆いをとつた後地にもみられた.

47) ビニールハウスは，木製または竹製のものがほとんどで，棟は高さ2～3 m，幅3～4 m，長さ20～30 m であつた.

48) 内藤　充(1969)：南伊豆における農業労働力の就業構造とその変化. ―下田町吉佐美の実態分析. ―東京教育大学農学部卒業論文. p. 76.

49) 前掲 3) pp. 94-95.

50) 前掲 3) pp. 95.

51) 朝野洋一(1974)：南伊豆における沿岸集落の変貌　―須崎半島の事例―　昭和46，47，48年度科学研究費補助金総合研究(A)による研究成果の概要報告書"環境の破壊と保全に関する地理学的研究" pp. 10-11.

52) 前掲 43) p. 31.

53) 前掲 43) pp. 33-35.

54) 主な大規模購入者は，伊豆箱根鉄道，芦沢組，玉木興業，山八商事，伊豆急，下田温泉KK，カクタス観光，内藤組，東急，大津開発KKらである.

55) 前掲 33) p. 709.

56) 前掲 43) pp 27-29.

(1974年5月20日受理)

地学雑誌 84, 4 (1974)

# The Plate-Tectonics Interpretations of the Japanese Paired Metamorphic Belts—An Armchair Appraisal

Chao-Siang WANG*

**ABSTRACT**

The Japanese Akiyoshi and Sakawa paired metamorphic belts recognized and documented by MIYASHIRO appear most likely apparent pairs consisting of high pressure belts survived from Palaeozoic origin and low pressure belts created due to Mesozoic convergence. In general, the age of regional metamorphism is younger than that of the original sedimentaries and igneous rocks. And in plate tectonics considerations, both members of the metamorphic pair are coeval but their age of formation can't be younger than that of their non-metamorphic equivalent sedimentaries which were formed as an arc-trench-gap or a convergence-relaxation/cessation deposit derived from the same continent. Among the six Japanese stratigraphic-structural zones (Table 1) originated from the Chichibu geosyncline, the non-metamorphic Yamaguchi in the Sangun-Hida pair and Chichibu in the Sambagawa-Ryoke combination are considered as such; the Sangun and Sambagawa high pressure belts are therefore regarded as being formed in the trench-subduction zones not younger than Permo-Carboniferous. Such an original age of origin for the paired metamorphic belts is also supported from the stratigraphic evidence as well as from the radiometric dates. The apparent Mesozoic ages are believed to be resulted from overprinting by thermal events due to Akiyoshi-Sakawa plate convergence with concurrent uplifting and subsidence.

Mainly through the works of KOBAYASHI (1941) and others (KIMURA *et al.*, 1971; TAKAI *et al.*, 1963; MATSUMOTO, 1967), the Japanese Islands are known to have developed out of the Palaeozoic-Early Mesozoic Chichibu geosyncline, the Mesozoic-Early Tertiary Shimanto (and Nakamura) geosyncline, and the Neogene geosyncline successively accreted along the Pacific margin. Within the Chichibu geosyncline especially in southwestern Honshu, Shikoku, and Kyushu, prominent stratigraphic-structural zones (Fig. 1) in the order successively oceanward known as Hida, Sangun, Yamaguchi, Ryoke, Sambagawa, and Chichibu (Sambosan) have been distinguished (TAKAI *et al.*, 1963, Figs. 1, 2). Among them the Hida-Sangun and the Ryoke-Sambagawa complexes were considered as axial metamorphic zones corresponding to the Akiyoshi and Sakawa orogenies respectively whereas the Yamaguchi was regarded as the non-metamorphic equivalent of the former and the Chichibu of the latter, according to KOBAYASHI and others (Fig. 1).

* Department of Geology, National Taiwan University, Taipei, Taiwan

Table 1. Japanese Paired Metamorphic Belts And Their Interpretations

| Time & Event \ Belts | Hida | Sangun | Yamaguchi | Ryoke | Sambagawa | Chichibu (Sambosan) | Shimanto | Nakamura | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Silurian-Up. Permian | Chichibu Eugeosyncline | | | | | Open Ocean? | | | KOBAYASHI, T. |
| Permo-Trias | Akiyoshi Orogenesis | | | | | | | | |
| Cretaceous-Palaeogene | | | | Sakawa Orogenesis | | | | | |
| Permo-Trias | Low P/TMZ | High P/TMZ | ? | ? | | | | | MIYASHIRO, A. |
| Cretaceous-Palaeogene | | | | Low P /TMZ | High P/TMZ | ? ? | | | |
| Silarian-Up. Permian | Chichibu Eugeosyncline Sedimentation | | | | | Open Ocean | | | KIMURA, T. & TOKUYAMA, A. |
| Permo-Trias | Volcanisal, Pulutonism, Intense folding & Metamorphism (Akiyoshi Orogenesis) | | | ? | ? | Eugeosyncline Sedimentation | Open Ocean | | |
| Cretaceous | Superficial folding | | | Volcanism, Plutonism, Intense folding & Metamorphism (Sakawa Orogenesis) | | | Eugeosyncline Sedimentation | Open Ocean | |
| Palaeogene | ? Sakawa Orogenesis | | | | | | | Eugeosyncline Sedimentation | |
| Cretaceous-Palaeogene | Inner Belt (Volcanic-plutonic Arc) | | | | Medial geanticline uplift | | Outer Belt (Trench Zone) | | MATSUDA, T. & UYEDA, S. |
| Silurian-L. Visean Stretching | Continent or Hida Ridge | Trough | | Palaeo-Ryoke Ridge | Trough | Kurosegawa Ridge | Open Ocean | | This Author |
| Pre-Up. Visean Abean Convergence | Inner Volcanic Arc | Sangun Sambagawa-Subduction | | | | | | | |
| Permo-Carboniferous relaxation | | | Yamaguchi-Chichibu Sedimentation | | | | Open Ocean | | |
| Permo-Trias Akiyoshi Convergence | Inner Belt | Medial geanticline | | Outer Trench Belt (Sambagawa-Sambosan subduction) | | | Open Ocean | | |
| Cret.-Palaeogene Sakaw Convergence | Inner Volcanic-Plutonic Belt | | | | Medial geanticline uplift | | Outer Trench Belt (Shimanto-Nakamura subduction) | | |

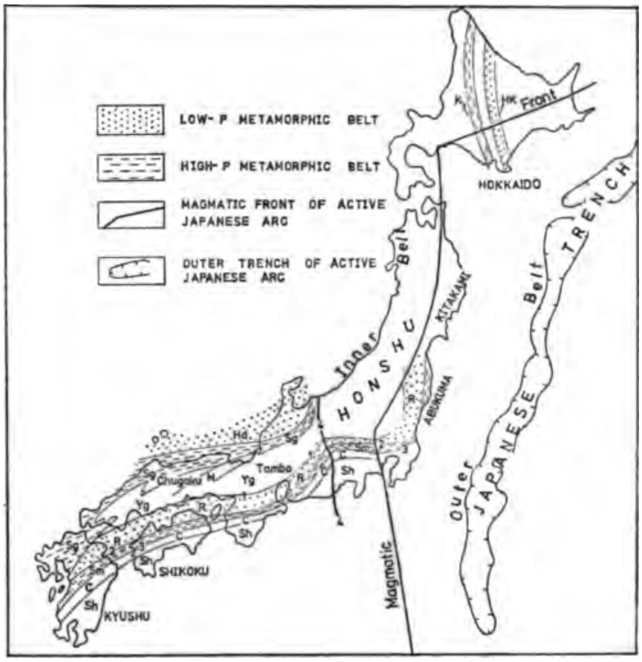



Fig. 1. Map showing the active Japanese arc with inner volcanic belt and outer trench belt superposed on Mesozoic inactive Japanese arc with paired metamorphic belts. Hd : Hida belt, Sg : Sangun belt, M : Maizuru belt, Yg : Yamaguchi belt, R : Ryoke belt, Sm : Sambagawa belt (with Mikabu zone on the southern border), C : Chichibu belt (with Kurosegawa zone close to southern border), Sh : Shimanto belt (including Nakamura zone), K : Kamuikotan belt, Hk : Hidaka belt. 1—1 : Median Tectonic Line, 2—2 : Mikabu Line, 3—3 : Butsuzo Line, 4—4 : Itoigawa-Shizuoka Line (Fossa Magna). (modified after MIYASHIRO, 1972 ; MATSUDA and UYEDA, 1970 ; TAKAI *et al.*, 1963)

The recognition by MIYASHIRO (1961) of both the Akiyoshi and Sakawa axial metamorphic zones as comprising a pair of low- and high-pressure metamorphic belts is a significant advancement in Japanese metamorphic tectonic geology within the last decade. MIYASHIRO further correlated the Sakawa metamorphic pair with analogous metamorphic belts in California and other circum-Pacific regions. His attribution of their formation to underthrusting of the ocean floor along the Benioff zone (MIYASHIRO, 1967) subscribes without reservation to DIETZ's earlier proposal (DIETZ, 1963) of ocean floor spreading and collapse of the continental rise as the principal mechanism of the geosynclinal mountain evolution which leads eventually to the introduction of the theory of plate tectonics. However, MIYASHIRO's discus-

sion (MIYASHIRO, 1961, 1967, 1972) did not elaborate on the spatial-temporal relations of the young and old pairs during their development out of the Chichibu geosyncline. This left an area with discrepancies of opinions among geologists from the point of view of plate tectonics.

MATSUDA and UYEDA (1970) among others are the foremost advocates of paired metamorphic belts as the unique feature of the so-called Pacific type orogeny. According to the authors, during such an orogeny, as exemplified by Japan, a belt no less than 1500 km wide is differentially deformed. On the continent side, the inner belt* is block faulted with acid-intermediate volcanism, basin sedimentation, and plutonism accompanied by low pressure metamorphism while on the ocean side, the outer belt** is down sinking with eugeosyncline sedimentation, ophiolite magmatism***, and high pressure metamorphism. In between these two belts, there is usually a medial geanticlinal uplift of no magmatic activity but with positive gravity anomalies. Specifically in the case of the eastern Japanese active arc system since the Miocene (Fig. 1): the inner belt is represented by the Japanese volcanic-plutonic arc of the green tuff region including the Japan Sea and extending into the Asiatic continent; the outer belt is represented by the trench zone of low heat flow and negative gravity anomalies not more than 200 km in width, and the medial geanticline uplift, the non-volcanic Kitakami-Abukuma region. However, MTSUDA and UYEDA's consideration (MATSUDA and UYEDA, 1970, p. 12–13) of the medial geanticline as the non-volcanic arc and consequently the present Japanese arc as a double arc (MIYASHIRO, 1967, p. 438–439) is inappropriate because the uplift's positive gravity anomaly is incompatible with UMBGROVE's original definition (UMBGROVE, 1947). For the Late Mesozoic-Early Tertiary Sakawa pair, MATSUDA and UYEDA's interpretation of the Ryoke belt and area further northwest as the inner volcanic-plutonic are is the same as most authors, but their contention of the Shimanto instead of the Sambagawa belt as the corresponding outer trench zone is very much different from what MIYASHIRO has originally formulated (MIYASHIRO, 1961, 1967). The Sambagawa-Chichibu belt was regarded as the medial geanticline uplift during Sakawa convergence as according to MATSUDA and UYEDA, whereas MIYASHIRO considered it as trench subduction zone.

KIMURA and TOKUYAMA (1971) expressed almost the same idea as to the pre-Miocene Japanese arc development during Sakawa Pacific-type orogenesis. To quote their own words (KIMURA *et al.*, 1971, p. 16–17): 'when the Shimanto zone was in the eugeosynclinal stage in the Cretaceous time, the Hida and Sangun-Yamaguchi zones were mainly terrains of erosion or terrestrial deposition and in the stage of

* The inner belt in this paper should be tectonically called the external belt.

** The outer belt in this paper should be tectonically called the internal or proximal belt.

*** Probably merely detached blocks of the consuming oceanic crust.

(superficial) thrusting and folding.., the Ryoke and Sambagawa-Chichibu zones were the terrains of metamorphism, plutonism, and intense folding'. Evidently KIMURA and TOKUYAMA considered all the zones north of Shimanto inclusive as the inner volcanic-plutonic arc while MATSUDA and UYEDA, merely the Ryoke and zones further to the continent side were regarded as such; both these views are different from MIYASHIRO's original consideration of the Sambagawa zone as the outer trench belt with respect to the coeval Ryoke volcanic-plutonic zone. Besides this disparity in the disposition of the Sakawa pair, there is also no unanimous interpretation regarding them during the older Akiyoshi orogenic cycle. KIMURA and TOKUYAMA considered the Chichibu geosyncline as eugeosyncline from Silurian or Devonian to Permian; in Permo-Triassic time, 'when the Sambosan zone was in the eugeosynclinal stage, the Hida and the Sangun-Yamaguchi zones were in the stage of metamorphism, plutonism, and intense folding.' No mention was made pertaining to the Ryoke and Sambagawa-Chichibu zones as to whether they were under conditions of deformation or continuous sedimentation, although their figure 1 (KIMURA *et al.*, 1971, p. 10) has shown as implying that these zones were under geosynclinal sedimentation. In such case, KIMURA and TOKUYAMA are not consistent in their own pattern of paired metamorphic-belt tectonics. Because, like their interpretation of the Sakawa pair, the Ryoke and Sambagawa-Chichibu zones immediately adjacent to their Sambosan eugeosyncline zone should also be in a stage of plutonism-volcanism instead of under geosyncline sedimentation during Akiyoshi orogeny.

Throughout the whole course of evolution of the Japanese Islands, especially the southwest portion in Mesozoic-Tertiary times, the general trend of progressive accretive formation of continental crust was accomplished by the oceanward migration of geosynclines (KIMURA *et al.*, 1971; MATSUMOTO, 1967; KOBAYASHI, 1956). Just as what MATSUMOTO (1967, p. 604) has described as 'when a zone of an older cycle was subjected to intense orogeny, another adjacent zone of younger cycle was generated or in an eugeosynclinal stage of deep subsidence and submarine magmatism', the Chichibu geosyncline was deformed and finally gave way successively to the formation of the Sambosan (Permo-Trias), Shimanto (Mesozoic), Nakamura (Palaeogene), Neogene eugeosynclines and their respective continent-side 'ororgens' characterized by plutonism, volcanism, and intense folding (KIMURA *et al.*, 1971). As a matter of fact, it was employing such a tectonic model in addition to temporal matches of the paired zones that led KIMURA and TOKUYAMA to correlate the Akiyoshi 'orogen' of Hida and Sangun-Yamaguchi with the Sambosan eugeosyncline zone, and the Sakawa 'orogen' of the Ryoke and Sambagawa-Chichibu with the Shimanto zone. However, MATSUDA and UYEDA (1970) have matched the Ryoke and Shimanto forming their pair with the Sambagawa-Chichibu zone as a

medial geanticline uplift of no magmatic activity in between. Nevertheless in either way of accomodating the pair zones, contrary to the MIYASHIRO's original disposition, the Sambagawa high pressure zone has to be considered as already existing during the Sakawa deformation, and so is the Sangun as a survival high pressure zone in the Akiyoshi cycle from the earlier convergence.

Such inference of the age discrepancies of the Sambagawa and Sangun high pressure zone from what MIYASHIRO has originally designated found out by regrouping of the appropriate paired metamorphic belts pushes really an important step towards understanding of the true nature of the evolution of the paired metamorphics out of the Chichibu geosyncline. Although KIMURA and TOKUYAMA did not specifically and emphatically point out such an age inference, MATSUDA and UYEDA (1970, p. 12) did definitely claim the $80\times10^6$ years Sambagawa K-A age as representing its time of upheaval instead of its principal time of metamorphism, implying its formation as due to earlier convergence. Actually this age interpretation of the paired metamorphic belts had already been made, for example by MINATO *et al.*, (1965). According to these authors, the metamorphic belts are polymetamorphic in origin resulting mainly from the Abean (Variscan) and Honshu (Akiyoshi) tectogenic movements as recorded from stratigraphic evidence as well as from the radiometric dating. MINATO *et al.* (1965, p. 86–89) said : 'at all events, the age of metamorphism in which a greater part of the Sangun metamorphic complex was generated cannot be viewed to be as young as the intra-Triassic.... The K-A age for the Hida gneiss complex and the Funatsu granites around 200 to $180\times10^6$ years merely indicates the time when these rocks were rapidly upheaved from the depth... The Sambagawa complex seems to partly involve the Upper Permian as its original rocks ; accordingly, the final metamorphism must be viewed at least as post-Permian, but perhaps prior to intra-Triassic. The K-A age as young as some $90\times10^6$ years only demonstrates the age of rapid upheaval. In regard to the Ryoke metamorphic complex, there are many difficulties in concluding the age of its metamorphism as late as the Middle or Late Cretaceous... So far as is known, most petrologists are now of the opinion that the Ryoke metamorphic complex may possibly involve a certain part of the Upper Permian as their original rocks. Hence, this belt must be concluded to have been formed between the post-Permian and the pre-Norian.' Age inferences like these agree well with those from plate-tectonics synthesis. It thus appears that both the Sambagawa and Sangun high pressure zones are originally product of the pre-Upper Visean Abean subduction (YAMAGUCHI *et al.*, 1970 ; MINATO, 1968) which were first modified by Permo-Triassic Akiyoshi or Honshu convergence with Sambosan as trench subduction zone and later by the Sakawa convergence (see Table 1) with Shimanto as subduction zone giving rise to their apparent Mesozoic dates. Up to this point the writer

should like to quote KOJIMA (1963) from ICHIKAWA (1964, p. 92) concerning the formation and metamorphism of the Sambagawa schists. He remarked 'that fundamental structure of the Sambagawa crystalline schist zone is the construction of the zone of a particular type of synclinorium, accompanied by the zones of flexure and anticlinorium and that the tectonic movement essentially responsible for the formation of the crystalline schist was the downward movement which is manifested in the zone of synclinorium. This downward movement was regarded to have set in during the sedimentation of the original geosyncline, probably at the phase of extrusion and intrusion of ophiolitic rocks. Several stages of deformation and mineralization are discriminated in the process of the metamorphism..... the age of which should not necessarily be confined to a short span of time.' He further went on to state that 'the main synclinal body of the original Sambagawa segment (must have been) concealed under the Ryoke belt' (ICHIKAWA, 1964, p. 94) separated by the Median Tectonic Line. Could it be a mere coincidence that in the formation of the Sambagawa, the condition inferred in KOJIMA's 'particular type of synclinorium' is so much similar to the plate tectonics subduction zone?

One further point the writer wished to elaborate on is the tectonic setting of the Yamaguchi and the Chichibu slightly or unmetamorphosed belts amidst the paired metamorphics which appears to have been completely overlooked by the Japanese geologists concerned with plate-tectonics interpretions. In the writer's opinion this is a point bearing important clues to the age interpretation of the high pressure zone. As already pointed out in a previous paper by the writer (WANG, 1972*b*), no matter whether the high pressure Sangun is exactly paired with low pressure Hida or the high pressure Sambagawa exactly with the low pressure Ryoke, in Yamaguchi-Sangun and the Sambagawa-Chichibu relation, the un-metamorphosed equivalent, Yamaguchi or Chichibu, appears most likely to be either an arc-trench gap deposit (DICKINSON, 1971) or a deposit left after the convergence diminished or ceased (MITCHELL *et al.*, 1971). In the former case, the age of the high pressure metamorphism is coeval with the unmetamorphosed equivalent while in the latter, prior to the unmetamorphosed equivalent. At all events, in either case the original age of metamorphism of the high pressure zones is compatible with the age inferred from the above consideration: i.e. Upper Palaeozoic for both pairs.

From what has been discussed, the Japanese paired metamorphic belts advocated and so well described by MIYASHIRO (1961, 1967, 1972) appear thus most likely to be apparent pairs consisting of high pressure belts survived from Palaeozoic origin and low pressure belts created due to Mesozoic convergence. However, the physicochemical condition for the formation of the paired metamorphics are so-well established, no matter how the pairs should have been combined, it does not deprive

the status of the high pressure zone as being formed in a trench subduction zone. During the Sambagawa metamorphism, subduction is inferred to have taken place. A recent report (ERNST, 1972) of the occurrence of Permo-Carboniferous ocean crustal fragments represented by the Mikabu Greenstones along the southern border of Sambagawa further supports this interpretation.

While much still remains to be clarified before a detailed scheme of development of the Chichibu geosyncline can be established, the broad pattern as outlined by ICHIKAWA *et al.* (1972) seems to be compatible with the above-mentioned established fact relevant to the development of the paired metamorphics. In a mode much like the writer (WANG, 1972*a*) advanced, ICHIKAWA *et al.* postulated that the Chichibu geosyncline first experienced a period of stretching, then followed by a long-continued stage of compression still without any sign of ending up to the present. As ICHIKAWA *et al.* (1972) have written, in the early Palaeotectonic stage (Silurian to Mid-Devonian), the Chichibu geosyncline was a ridge-trough complex with ridges of pre-Silurian basement like the Maizuru, Palaeo-Ryoke, and Kurosegawa separating in many cases ocean deep troughs like the Chugoku, Tamba, Sambagawa, Chichibu, and open ocean (outside of the Kurosegawa Ridge). During the late Palaeotectonic stage, the mode of tectonism changed from stretching to compression ; various paroxysms were then felt in the Chichibu geosyncline through the Abean and culminated in the Honshu orogenetic movements. In this later course of development, the writer believes that episodic instead of continuous plate convergence was due to the brake effect of the ridges the most prominent feature recognizable. As a result, progressively younger suites of high pressure subduction metamorphics like Sangun and non-metamorphosed brake sediments, Yamaguchi, and of Sambagawa-Chichibu alike, were being formed. It is hoped the appraisal might have thrown some light on the problems.

**Aknowledgements**

The writer acknowledges his sincere thanks to Professor Tatsuro MATSUMOTO of Kyushu University and Professor Hakuyu OKADA of Kagoshima University for their beneficial discussions.

**Rceferences Cited**

DICKINSON, W. R. (1971) : Clastic sedimentary sequences deposited in shelf, slope, and trough settings between magmatic arcs and associated trenches. *Pacific Geology*, Vol. 3, pp. 15–30.

DIETZ, R. S. (1963) : Collapsing continental rises : an actualistic concept of geosynclines and mountain building. *Jour. Geol.*, Vol. 71, pp. 314–333.

ERNST, W. G. (1972) : Possible Permian oceanic crust and plate junction in central Shikoku, Japan. *Tectonophysics*, Vol. 15, p. 233.

ICHIKAWA, K. (1964) : Tectonic status of the Honshu major belt in SW. Japan during

the early Mesozoic. *Jour. Geosciences, Osaka City Univ.*, Vol. 8, Art. 3, pp. 71-107.

ICHIKAWA, K., MATSUMOTO, T. and IWASAKI, M. (1972): Origin of Japanese Islands (in Japanese). *Kagaku*, Vol. 42, pp. 181-191.

KIMURA, T. and TOKUYAMA, A. (1971): Geosynclinal prisms and tectonics in Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, No. 6, pp. 9-20.

KOBAYASHI, T. (1941): The Sakawa orogenic cycles and its bearing on the origin of the Japanese Islands. *Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo*, Vol. 5, pp. 219-578.

KOBAYASHI, T. (1956): The shifting of the chert-bearing facies caused by the migration of geosyncline. *Gedekbock H. A. Brouwer Verhand, van het Konink, Nederland, Geol. Mijnb. Genootschap*. deel 16, pp. 1-11.

KOJIMA, G. (1963): On the fundamental structure of the Sambagawa crystalline schist zone (in Japanese with English abstract). *Geol. Rep. Hiroshima Univ.*, Vol. 12, pp. 173-182.

MATSUDA, T. and UYEDA, S. (1970): On the Pacific-type orogeny and its model extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas. *Tectonophysics*, Vol. 11, pp. 5-27.

MATSUMOTO, T. (1967): Fundamental problems in the Circum-Pacific orogenesis. *Tectonophysics*, Vol. 4, pp. 595-613.

MINATO, M., GORAI, M. and HUNAHASHI, M. (eds.) (1965): *The geologic development of the Japanese Islands*. Tsukiji Shokan Co., Ltd., Tokyo, 442 p.

MINATO, M. (1968): Basement complex and Palaeozoic orogeny in Japan. *Pacific Geology*, No. 1, pp. 85-95.

MITCHELL, A. and READING, H. G. (1971): Continental margins, geosynclines, and ocean floor spreading. *Jour. Geol.*, Vol. 77, pp. 629-646.

MIYASHIRO, A. (1961): Evolution of metamorphic belts. *Petrology*, Vol. 2, pp. 277-311.

MIYASHIRO, A. (1967): Orogeny, regional metamorphism, and magmatism in the Japanese Islands. *Dansk Geol. For. Medd.*, Vol. 17, pp. 390-446.

MIYASHIRO, A. (1972): Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. *Am. Jour. Science*, Vol. 272, pp. 629-656.

TAKAI, F., MATSUMOTO, T. and TORIYAMA, R (eds.) (1963): *Geology of Japan*. Univ. of Tokyo Press, Tokyo, 279 p.

UMBGROVE, J. H. F. (1947): *The pulse of the earth*. Martinus Nijhoff, The Hague, 358 p.

WANG, C. S. (1972*a*): Geosynclines in the new global tectonics. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, Vol. 83, pp. 2105-2110.

WANG, C. S. (1972*b*): Structural evolution of the Chinese continental margin and oil prospect of the Yellow Sea and East China Sea. *Petroleum Geol. Taiwan*, No. 10, pp. 11-33.

YAMAGUCHI, M. and YANAGI, T. (1970): Geochronology of some metamorphic rocks in Japan. *Eclogae Geol. Helv.*, Vol. 63, pp. 371-388.

## 太師椅上談日本成双変成帯

王　超　翔

**要　旨**

都城によつて明確にされた秋吉・佐川成双変成帯は古生界起源の高圧型変成帯と中生代圧縮運動で生成した低圧型変成帯とが見掛上の対をなしている。一般に広域変成作用の時期は原堆積岩・火成岩の時代よりは新しい。プレートテクトニクス概念によると，成双変成帯の両構成員は同時成を意味するが，その生成時期は火山弧—海溝間隙（arc-trench gap）堆積物ないしは圧縮運動休止期堆積物として形成された非変成層より若くはならない。すなわち，秩父地向斜から発達した6構造帯（第1表）のうち，三郡—飛驒成双帯における非変成山口相と三波川—領家帯における秩父相がそれに当たる．したがつて，三郡と三波川高圧変成帯は石炭～ペルム紀より若くはない海溝沈み込帯に形成されたとみられる。かかる成双変成帯源岩の時代はまた層位的にも放射年代的にも支持される。見掛上の中生代という時代は秋吉—佐川プレート圧縮運動による熱事件の重複を意味する。

(1974年5月28日受理)

# トルコの地質について

鞠子　正*

## On the Geology of Turkey

Tadashi MARIKO

## I　緒　言

筆者は1969年4月から1971年3月まで海外技術協力事業団の鉱床専門家としてトルコ共和国に派遣され，鉱物資源調査開発研究所(M.T.A.)に所属し,主としてトルコ西部の水銀・アンチモニー鉱床の調査に従事した。その間トルコ全体の地質概念をつかむ必要を感じて，文献などを渉猟するとともに,機会を見出しては露頭の観察を行なつた。トルコの地質に関してはすでに井上英二(1970)による解説があり，また沢村孝之助(1971)によつて構造地質発展に対する考察が発表されているが，金属鉱床を専攻する立場からトルコの地質を概観することもまた意義があると考え，あえてこの小文をまとめた次第である。幾分なりとも諸賢の参考となれば幸いである。

トルコはヒマラヤ―アルプス造山帯の一部であるが，環太平洋造山帯に属する日本列島とは異なり，その造山帯はロシヤ台地とアフリカ―アラブ台地との2つの安定地塊にはさまれて発達している。DEWEY & BIRD (1970) は地中海地域のアルプス造山帯は北のヨーロッパ大陸，南のアフリカ大陸とテーチスの "microcontinent" の各プレートの衝突によつて形成されたと説明しており，GASS (1967) はトルコの南，地中海に浮ぶキプロス島のオフィオライトがテーチス海の海洋地殻および上部マントルそのもので，アフリカ大陸とユーラシヤ大陸の各プレートの衝突によつて押し上げられたものであると主張している。このようなプレート・テクトニックスの立場からのトルコおよびその周辺のアルプス造山帯の説明は，抽象的にトルコの地質構造を理解するのに有用であるが，この考えを裏付けるのに必要な基盤岩類である古生層および広域変成岩の構造，藍閃変成帯の分布とその変成作用の時期，あるいはオフィオライトの産状などについてはまだ研究の余地を多く残している。したがつてここではプレート・テクトニックスの考えにとらわれず，従来報告されている文献から記載的事項をとりだして総論的に記述し，必要に応じて問題点を指摘することにした。

謝辞：トルコにおける地質鉱床調査の機会を与え，本小文の発表に力添えをいただいた矢島澄策早大教授，構造地質上の問題について討論していただいた坂　幸恭早大助教授，現地において種々の御助力をいただいた平山　健，沢村孝之助，沢俊明の各氏および日本大使館，M.T.A. の各位にこの紙面を借りて厚く御礼申し上げる。

## II　地　形

トルコは全国土の97％を占めるアジヤトルコ(アナトリヤ)と3％に過ぎないヨーロッパトルコ(トラキヤ)からなる(第1図)。アナトリヤは東のイラン高原から西のエーゲ海へ徐々に傾斜する長方形の半島を形成している。アナトリヤとトラキヤを境するのはマルマラ海で，黒海へはボスポラス海峡，エーゲ海へはダーダネルス海峡によつて連絡する。

トラキヤは地形的にチャタルジヤ半島，イストランジヤ山地，エルゲネ川盆地，マルマラ海岸山脈およびゲリボール半島に分けることができる。トルコ最大の都市イスタンブール市はチャ

* 早稲田大学教育学部地学教室　Waseda University.




第１図　トルコの地形

タルジヤ半島のボスポラス海峡沿いに位置する。

アナトリヤは北は黒海，南は地中海とシリヤーアラブ台地に接し，大部分は山地とその間をうめる高原からなるが，そのほか多くの谷が不規則に分布し，いくつかの海岸平野が発達する。東南ヨーロッパを南下したアルプスーヒマラヤ褶曲山脈はアナトリヤにおいて，南北二列の山系に分れ，南側はトロス山系，北側は黒海海岸山系と称される。黒海海岸山系はポントス山系とも云われ，アナトリヤの北側を縁どつて，ほぼ東西に平行に走るいくつかの山脈群からなつている。イェシルマック川およびクズルマック川などの川口に発達する三角洲以外は急峻な地形が黒海海岸にせまり，単調な海岸線を形づくつている。また，その内陸側にはマルマラ海東端からエルズィンジャンに至る東西性の構造線が走り，これに沿つてしばしば構造谷が発達している。この構造線は横ずれ活断層（北アナトリヤ断層帯）で，大地震発生帯に一致している。

南側のトロス山系は西部ではアンタリヤ湾を囲むように大きく彎曲して北に突出し，東部では東北東ないし東西に走るおおよそ３つの平行な山脈に分れ，東部アナトリヤに達している。黒海沿岸と同様に山は地中海岸までせまり急崖を作ることが多いが，アダナ付近には肥沃な海岸平野が広がり，トルコ最大の農耕地帯となつている。

南のトロス，北のポントスの二大褶曲山脈は東部アナトリヤ高原で合体し，これに第三紀〜第四紀の火山が重畳して高峻な地形を形成し，さらにイランへ連続している。東部アナトリヤは高原部で海抜 1500 m〜1800 m，北側と南側に発達する山岳地帯は2500 m から 4000 m 以上に達し，トルコ最大の湖ヴァン（塩水）を抱いて，スウィフアン山（4434 m），テンドウィレック山（3542 m），アラー山（3519 m），ビュイックアール山ーアララット山ー（5165 m）などの高峰がつらなつている。

東部アナトリヤの急峻な山岳地帯の南側には，ガジアンテペからシズレに至る比較的平坦な地域が発達し，南方のシリヤーアラブ台地に移行している。この平地の西側はトロス山脈の支脈である北北東方向のアマノス山脈で境されている。東部アナトリヤの河川にはカスピ海にそそぐアラス川，黒海にそそぐチョルウ川，さらにペルシャ湾に向うドゥジュレ（チグリス）川，フラット（ヨウフラテス）川がある。

東アナトリヤの高原地帯から西，アナトリヤ中央部に向つて中部アナトリヤ高原が南北両側の褶曲山脈にはさまれて北西および南西に扇のように広がる。その平均標高は約 1000 m で，中には小規模な山脈や独立した山地が点在する。中部アナトリヤ高原には，地質構造に支配され大きく弧を画いて流れるクズルルマック川，イェシルマック

川およびサカルヤ川があり，いずれも北側のポントス山系を深い峡谷できざみ，黒海に流れこんでいる。南の地中海に注ぐ河川はいずれも流路がはるかに短かい。この高原の南部はコンヤ台地と呼ばれ，その南東端にはいくつかの火山（ハッサン山 3258 m，エルジャス山 3916 m）が分布するが一般に平坦な地形を示し，広大な塩水湖トゥズ湖はこの中にある。北部はアンカラ平地と云われるが，コンヤ台地に較べやや起伏に富んでいる。

西部アナトリヤ，すなわちエーゲ地域は種々の高さの丘陵や山地が幅広い谷によつてきざまれ，中部アナトリヤ高原に比較して起伏に富んだ地形を示している。本地域の北部，マルマラ海付近はいくつかの湖や凹地を伴つた丘陵地帯で，これらの凹地は東マルマラ湾やブルサおよびイェニシェヒールなどの平地を形成している。エーゲ地域の中央部から南部にかけてはメンデレス山塊が多くの群小山脈に分れて分布している。この地域は中部アナトリヤ高原に比較して短小河川の発達密度が高く，その広い谷間には雨量に恵まれて肥沃な冲積平野が発達している。その代表的なものとしてメンデレス川，ゲディズ川がある。またエーゲ沿岸は典型的な沈降海岸地形を示し，無数の湾，入江，半島と島を伴なう複雑な海岸線をなしている。西部アナトリヤが複雑な地形を示すのは，現在も進行している構造運動によるものと考えられ，この地域はトルコにおける地震多発地帯の1つである。

## III 地　質

### 1. 地質概説

トルコはアジヤからヨーロッパにわたつて東西に長く延びるヒマラヤーアルプス造山帯中にあり，北側はロシヤ卓状地，南はインドーアフリカ卓状地の2つの安定地塊にはさまれている。古生物学的に確定された最古の岩石はカンブリヤ紀のものである。トルコでは古生代から現在まで地殻運動が何回も繰返されて来たが，これらの地殻運動のうち現在のトルコの地質構造にもつとも強い影響をおよぼしたのは中生代から第三紀にかけてのアルプス造山運動である。また各時代の地殻運動に伴ない種々の火成活動あるいは変成作用が認められる。

トルコはその地質構造上 Anatolid 区，Pontid 区，Taurid 区および Kurudistid 区*に分けることができる（第2図，第3図）。Anatolid 区はアナトリヤの中心部にあたり，メンデレス山塊からコンヤ台地を経て，クルシェヒール山塊に至る地域である。Anatolid 区を構成する岩石は主として広域変成岩，非変成古生層，白亜紀オフィオライトおよび新第三紀の湖成層である。Pontid 区は Anatolid 区の北側に東西に長く延び，西はトラキヤ，エーゲ地域およびマルマラ海沿岸のアナトリヤを含み，東はカフカスに続く黒海沿岸地帯からなつている。この地域は広域変成岩と古生層およびこれらを基盤とする中生代の厚い地向斜堆積物からなり，さらに海成の古第三紀層がところどころに分布している。Anatolid 区の南側に位置する Taurid 区は，西部では逆V字型に南方に開き，東部では東北東方向に延長して遂には北側の Pontid 区と直接，接している。Taurid 区は Pontid 区と同様，基盤である変成岩および古生層の上に厚く中生層が発達しており，古第三紀層と海成の新第三紀層とがかなりの範囲にわたつて分布している。東部 Taurid 区の南縁は北から南へ押し上げる大規模な衝上断層で Kurudistid 区と接している。この Kurudistid 区の南側がシリヤーアラブ卓状地であり，したがつて Kurudistid 区はアルプス造山帯の外縁部をなしているわけで，東南東方向へイラクからイランまで延長している。この地域はごく一部に古生層の分布が認められるほかは，大部分が中生代以降の地層からなり，とくに古第三系の発達がいちじるしい。これらの堆積岩は他の構造区の地向斜堆積物とことなり，地向斜期における火成活動の産物を欠くので劣地向斜のものであると考えられる。

### 2. 中生界

**Antolid 区**　非変成の古生層の分布は比較的少

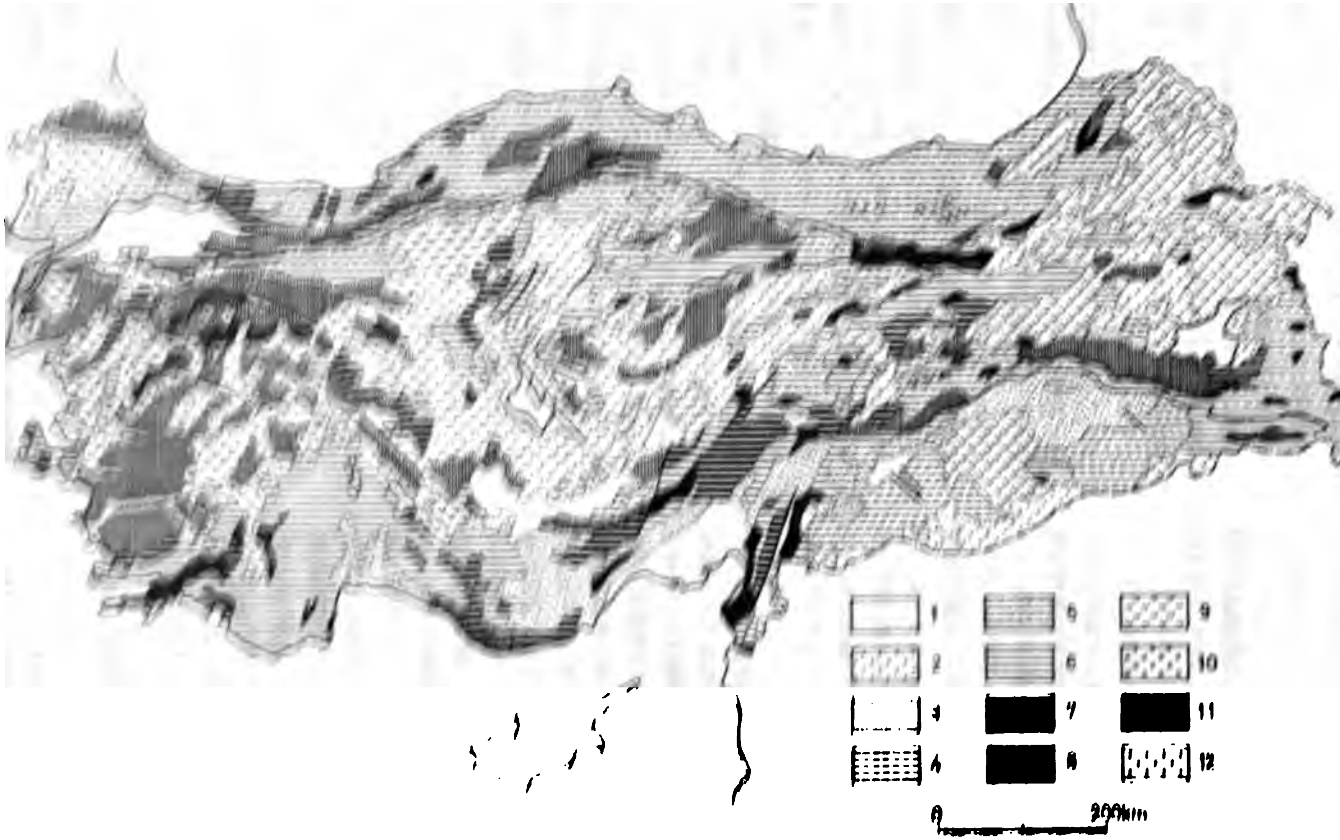
* トルコの地質構造区はほぼ KETTIN (1966 a) の説によったが，各区の分布域は多少異つている。また Kurudistid 区は KETTIN (1966 a) の Border Fold 区に一致するが，ここでは沢村 (1971) にしたがい，他の構造区と同様地名にもとづいて Kurudistid 区とした。

い。メンデレス山塊の南縁に沿うギョクテペ層は下部石炭系と二畳系の石灰岩あるいは結晶質石灰岩とから構成され，さんご，*Fusulinella* などを産する（ERENTÖZ, 1956；1966；SCHUILING, 1962)。このほか広域変成岩類にともなつて二畳紀〜中生代初期のものと考えられる弱変成の地層が点在するが，その詳細については明らかにされていない。

**Pontid 区** Pontid 区では，その東部，とくにイスタンブール—イズミット—ゾングルダク—クルジャシレにわたる黒海沿岸地域に古生層の分布が認められる。イスタンブールからゾングルダクに分布する古生界は主としてオルドビス—シルル系およびデボン系からなり，一部に石炭系の分布が認められる。オルドビス系は主としてアルコーズ，グレイワッケおよび礫岩，シルル系はおもに礫岩，珪岩およびグレイワッケから構成されている。シルル系の最上部は石灰岩からなりここから *Halystes* を多産する。グレイワッケと粘板岩からは筆石類を産する。デボン系の下部は主としてやや再結晶化した黒色の石灰岩からなり，一部にグレイワッケ，粘板岩を夾む，中部はノジュールに富んだ石灰岩と珪質粘板岩，上部は粘板岩，グレイワッケおよび礫岩からなる。デボン系は下部から上部に至るまで全層準で化石に富んでいる。ゾングルダクの古生層は石炭系からなり，下部は海成のドロマイト質石灰岩で *Productids, Syringopora* および *Lithostrotion* を産し，上部は半かん半淡水ないし陸成層で石炭層をはさむ。この夾炭層はアラジヤーズ層（頁岩），コズル層（礫岩・砂岩），カラドン層（礫岩，一部砂岩・粘土岩）と呼ばれ，瀝青炭を産する。この地域の石炭系はうすい二畳系に覆われているが，東のクルジャシレ付近ではこれがやや厚くなつている（ERENTÖZ, 1956；1966；ALTINLI, 1968；BAYKAL & KAYA, 1963)。Pontid 区には黒海沿岸に分布する古生界のほかカラブルン半島にはアルコーズ，グレイワッケおよび石灰岩からなる中部〜上部デボン系が見出され（KALAFATCIOGLU, 1961；AKARTUNA, 1962)，バルケシール付近およびアンカラ付近には二畳系が分布する（ERENTÖZ, 1956；1966)。

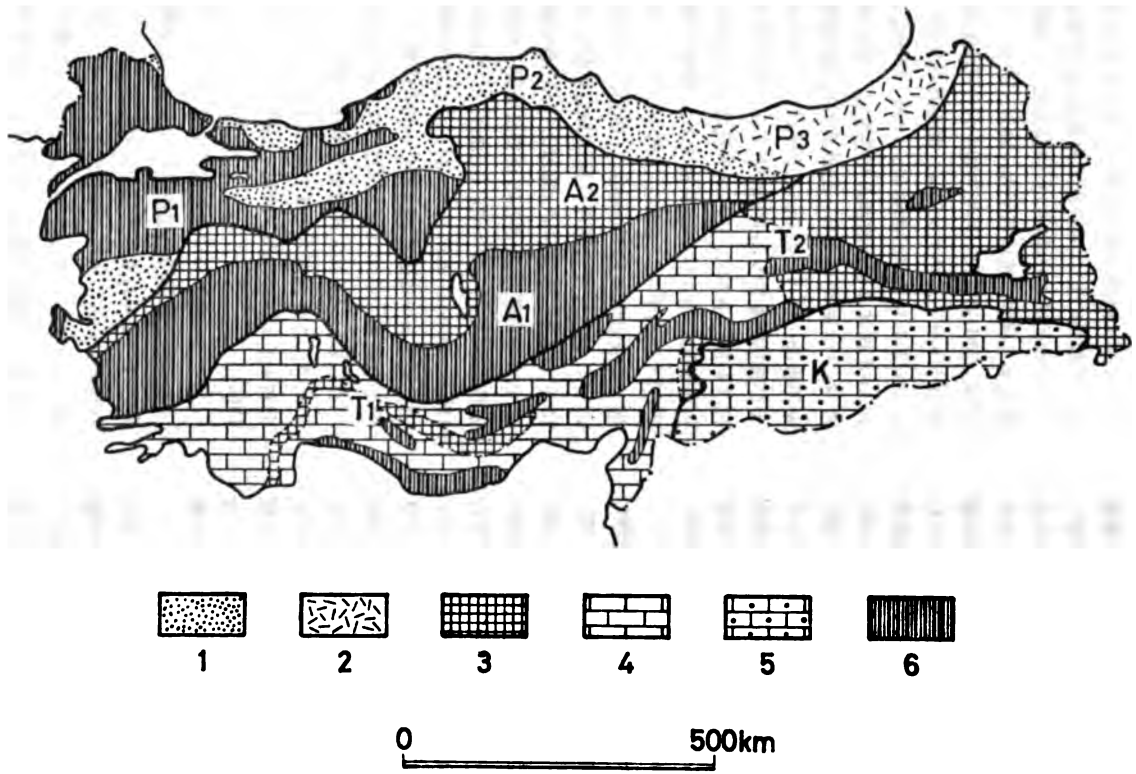
**Taurid 区** Taurid 区において化石により確認されたもつとも古い地層はカンブリヤ系で，地中海沿岸のアンタルヤからシリフケに至るアナムル地域およびアマノス山脈地域に分布する。前者は三葉虫を含む黄色の片状岩石からなりオルドビス系に覆われている。後者は基底の礫岩と灰色の珪岩，ドロマイト質石灰岩，グレイワッケ，粘土質岩からなり三葉虫を含んでいる。両者とも先カンブリヤ系の疑のある地層を不整合に覆つているが，これが先カンブリヤ系であるか否かは確定するに至つていない。オルドビス系—シルル系は前述のアナムル地域およびアダナの北方フェケからプナルバッシュに至る地域に分布し，デボン系は両地域でさらに広範囲に露出する。アナムル地域のオルドビス系はカンブリヤ系を覆う砂岩および片岩類からなり，さらにその上に筆石類とさんごを含むシルル系の黒色片岩がかさなる。この地域のデボン系は西部のアランヤ付近に分布し，腕足類とさんごを産する青灰色または淡色の石灰岩，青灰色の石灰質片岩，泥灰質片岩および砂岩からなり上部デボン系に属する。フェケ—プナルバッシュ地域では *Monograptus* を含む暗灰色あるいは黒色の片岩からなるシルル系が分布し，これを不整合に覆つて，アランヤ地域と同様な岩相を示すデボン系が発達し，その分布はマラトヤ付近までおよんでいる。Taurid 区における石炭系—二畳系は西はアナムル地域から東はマラトヤまで広く分布し，主として帯青色〜黒色石灰岩からなり泥灰質片岩を夾む。またマラトヤの東に分布するビトリス山塊には結晶片岩類を不整合に覆つて二畳系の石灰岩が広く分布する（ERENTÖZ, 1956；1966；BAYKAL & ERENTÖZ, 1966；ALTINLI, PAMIR & ERENTÖZ, 1963 b；1964)。

**Kurudistid 区** この地域の古生界の露出はきわめて小規模で，マルディン地域およびハカーリ地域の2カ所に認められるに過ぎない。マルディン地域の古生界は三葉虫を含み礫岩，砂岩，石灰岩，泥灰岩，片岩からなるカンブリヤ系であるが，その下位に不整合をへだてて先カンブリヤ系と云われる岩石が露出している。ハカーリ地域には腕足類その他の化石を含む石灰岩と珪岩からなるデボン系とこれを整合に覆う石炭系—二畳系が




[illegible]

[illegible] "Istanbul", "Izmir", "Denizli", "Zonguldak", "Ankara", "Samsun", "Sivas", "Hatay", [illegible], [illegible], "Diyarbakir", "Kars", "Van", [illegible] [illegible]




第3図　トルコ地質構造区分図

$P_1$: 西 Pontid 区, $P_2$: 中部 Pontid 区, $P_3$: 東 Pontid 区, $A_1$: Anatolid 区内帯, $A_2$: Anatolid 区外帯, $T_1$: 西 Taurid 区, $T_2$: 東 Taurid 区, 1：主としてフリッシュ相からなる中生界, 2：主として酸性—塩基性海底火山岩および同質火山砕屑岩類からなる中生界, 3：主としてオフィオライト相からなる中生界, 4：主として石灰岩からなる中生界, 5：主として浅海性石灰岩からなる中生界, 6：古生界および広域変成岩, (第三系・第四系の基盤岩の分布を推定した図).

分布するが，デボン系の下位にはシルル系およびカンブリヤ系と推定される地層が認められる(ERENTÖZ, 1956 ; 1966 ; KETIN, 1966 b ; TOLUN et al., 1962 ; ALTINLI et al., 1963 a)。

3. 中生界

**Anatolid 区** Anatolid 区は主として広域変成岩と古生界からなり，わずかに下部中生界を伴う南側の内帯と，オフィオライトを主体とする中生界が広く発達する北側の外帯とに分けることができる。内帯の中生層は二畳系を整合あるいは軽微な不整合で覆う三畳系ないしライアス統と考えられる石灰岩からなり，一般に低度の変成作用を受けている(AKKUS, 1962 ; KETIN, 1959 ; 1966 a)。外帯の中生界は内帯と同様に一部変成作用を受けた三畳系からジュラ系とその上の白亜系オフィオライトとからなる。Anatolid 区外帯が北に突出するイルガズ山塊では白亜系オフィオライトも広域変成作用を受けている (KETIN & ERENTÖZ, 1962)。

Anatolid 区内帯の中生界は変成作用を受けて化石に乏しいため，その層序は明らかでないが，外帯についてはチョルムーチャンクル地域でかなり詳細な層序が報告されている (KETIN & ERENTÖZ, 1962)。すなわち石灰岩（含有孔虫）を夾むグレイワッケからなる二畳系を整合に覆つてアンモナイトを産し同様な岩相を示す三畳系およびライアス統が分布し，さらにこの上にジュラ紀から前期白亜紀の化石を産する石灰岩層が重なり，これがオフィオライトの基盤をなしている。オフィオライトはスピライト，輝緑岩，玄武岩，石灰岩，泥灰岩，放散虫チャートおよび蛇紋岩からなる1つの地質単元であつて，その産出化石から後期白亜紀の形成と考えられる。

**Pontid 区** Pontid 区に発達する中生界はすべてその基底部で古生界あるいは広域変成岩と不整合の関係にある。Pontid 区における中生代は三畳紀の海進に始まる。西部のコジャエリーシレ地域では三畳系がシルル系あるいはデボン系を不整合に覆つて，下位から礫岩，赤色砂岩，灰色塊状石灰岩，含ノジュール石灰岩，粘土質岩（石灰岩を夾む）の順に堆積している。三畳系の上には不整合に上部白亜系一古第三系が重つている。この地層は下位から礫岩，凝灰岩を夾むフリッシュ相，泥灰岩，白色石灰岩，泥灰岩からなり，最上位の泥灰岩は下部始新統に属する。白亜系と古第三系の間には層位的な不連続は認められず，整合の関係にあると考えられる (ALTINLI, 1968)。ゾングルダク地域では三畳系，ジュラ系を欠き石炭系一二畳系の上に不整合に白亜系が堆積している。この地域の白亜系は前期白亜紀から後期白亜紀に至る礫岩，塊状石灰岩，砂岩，砂岩一泥灰岩互層，安山岩質火山砕屑岩類を含む泥灰岩層，放散虫チャート，フリッシュ，泥灰質石灰岩一フリッシュからなる (ERENTÖZ, 1956 ; 1966)。中部 Pontid 区イネボル地域の中生界は三畳系またはライアス統に始まり，二畳系または広域変成岩を不整合に覆つている。三畳系はアンモナイトおよび腕足類を含む石灰岩であるが，その分布地域はきわめて小さい。ライアス統はフリッシュ相と火山砕屑岩相とが同時異相として地域の西部と東部に現出する。これら下部中生界または古生層・変成岩類の上に不整合に白亜系一古第三系がのつている。その最下部は前期白亜紀の石灰岩で，この上にフリッシュ相および火山砕屑岩相を示す上部白亜系，さらに後期白亜紀一暁新世の石灰岩が堆積している (KETIN & ERENTÖZ, 1962)。西Pontid 区のエーゲーマルマラ地域では古生層あるいは広域変成岩を不整合に覆うジュラ系が散在し，イズミット付近ではこの上に白亜系の石灰岩，フリッシュ相が不整合に重つている。またアンカラ西南方には上部白亜系一古第三系が分布する (ERENTÖZ, 1956 ; 1966 ; AKARTUNA, 1962)。

東 Pontid 区の中生界は西および中部 Pontid 区のそれとは異つた様相を呈する。この地域の南部には二畳系および広域変成岩を覆つて，ライアス世の火山岩，火山砕屑岩類を夾む砂岩，粘土質岩，石灰岩が分布し，さらにこの上に不整合にジュラ系一白亜系の礫岩，砂岩および泥灰岩が重なる (GATTINGER, ERENTÖZ & KETIN, 1962)。一方北部では基盤の古期岩類の上に直接後期白亜紀一古第三紀の火山岩，火山砕屑岩を主体とする地層が厚く発達する。このうち上部白亜系の層序は下位から下部塩基性岩類（スピライト・石英

角斑岩・灰色石灰岩)，下部酸性岩類（石英安山岩・同質凝灰岩・チャート・赤色石灰岩・砂岩)，上部塩基性岩類（安山岩・玄武岩・スピライト・火山礫岩・砂岩)，上部酸性岩類(流紋岩質石英安山岩・同質火山砕屑岩類)，含イノセラムス泥灰岩一石灰岩層となつている(沢ほか，1972)。

**Taurid 区** Taurid 区の中生界のうち，西部に特徴的に広く分布する "Comprehensive Series" と呼ばれる厚い石灰岩層は，西 Taurid 区では三畳系，ジュラ系，白亜系を含み下位の古生層の構造に調和的にかさなつている。この "Comprehensive Series" は主として石灰岩からなつているが，上部白亜系に相当する層準でオフィオライト相を示す区域もある。一方東 Taurid 区のフェケーブナルバッシュ地域の "Comprehensive Series" は三畳系から下部白亜系までで，西 Taurid 区と同様に二畳系の構造と調和的であり石灰岩からなるが，これと上部白亜系との間には明らかな不整合が認められる。この上部白亜系は場所によりオフィオライト相，フリッシュ相および石灰岩相などの岩相を示す。さらにエルズルムーマラトヤ地域から東では "Comprehensive Series" は古生界と不整合の関係で接し，その最下底からは上部三畳系ないし下部ジュラ系の化石を産する。この地域では "Comprehensive Series" を不整合に覆う上部白亜系のオフィオライトのほかに古生層または広域変成岩の上に直接のる上部白亜系一暁新統のフリッシュ相およびオフィオライト相を含む地層が広く発達する (ERENTÖZ, 1956 ; 1966 ; COLIN, 1962 ; BAYKAL & ERENTÖZ, 1966 ; ALTINLI et al., 1963 b ; 1964)。

**Kurudistid 区** Kurudistid 区の三畳系はハカーリ南方地区およびハズロ地区に分布し，見掛上ほぼ整合的に二畳系を覆つているが，一部に不整合が認められる。両地域の三畳系はいずれも石灰岩を主とし，泥灰岩，砂岩，泥岩などを含む。これらの地区では三畳系を覆つてジュラ紀一白亜紀の塊状石灰岩層が分布する。この石灰岩層は主として灰黒色塊状の石灰岩あるいはドロマイト質石灰岩からなり，厚さ400 m～1000 m に達する含油層となつている。なお本構造区内の他地域にもこの石灰岩層が古第三系の下に広く発達することが試錐により確かめられている。塊状石灰岩層の上にこれとほぼ整合に後期白亜紀一暁新世の固結度の低い粘土岩と砂岩からなる地層がかさなる (ERENTÖZ, 1956 ; 1966 ; TOLUN et al., 1962 ; ALTINLI et al., 1963 a)。

### 4. 新生界第三系

**Anatolid 区** Anatolid 区内帯には古第三系の分布はほとんど見られない。外帯ではその北東部に火山砕屑岩相，フリッシュ相，石灰岩相などを示す始新世の浅海成層が中生界を不整合に覆つて発達する。さらにこの始新統を不整合に覆つて，漸新世一中新世の陸成堆積物が分布する。これは厚い赤色礫岩を基底とし石膏層をはさむ粘土あるいは泥灰質の地層からなるもので，Anatolid 区は始新世以後海退が起つて陸化し，砂漠気候が卓越していつたことを示す (KETIN & ERENTÖZ, 1962 ; 1963)。

新第三系陸成層は古生界および中生界の露出地域間の低地をうめて，Anatolid 区全域に広く分布し，砂質および泥灰質の地層を主とし，ときに熔岩，凝灰岩あるいは石膏層，含塩層を夾んでいる (ERENTÖZ, 1956 ; 1966)。

**Pontid 区** Pontid 区における第三系は地域によつて様相を異にする。トラキヤ地域のイストランジャ山塊に沿う部分とゲリボール半島には始新世の泥灰質および砂質の堆積岩がデボン系および広域変成岩を不整合に覆つて分布する。トラキヤ南部では始新統を不整合に覆つて漸新統のフリッシュ相を主とする地層が発達し，その最上位はラグーン性となつている。マルマラ海沿岸には海成の中新統も分布するが，エルゲネ川盆地には広く湖水性の堆積物が分布するなどトラキヤ地域も新第三紀に入つてからはほとんど陸性の環境となつたものと考えられる (ERENTÖZ, 1956 ; 1966)。

黒海沿岸のコジャエリーシレ地域では前述のように上部白亜系から下部始新統に至る地層が発達し，白亜系と古第三系の間に不整合が認められない。この始新統の分布は黒海沿岸に沿つて東 Pontid 区にまで達するが，オルドウ付近を境にしてその西方と東方では著しい岩相の差異が認められる。西の部分ではフリッシュ相あるいは石灰

岩相を主とするが，東に向うにしたがつて多少安山岩熔岩，火山砕屑岩類を夾むようになる。一方東部では酸性から塩基性にわたる熔岩，火山砕屑岩からなる火山岩相を主としフリッシュ相を夾む。Pontid 区内陸部では，アンカラ西南方のポラトル—ハイマナ地域の後期白亜紀—始新世のフリッシュ相以外には古第三系の大規模な分布は認められない。Pontid 区の新第三系陸成層は黒海沿岸地域では黒海への突出部に小規模に分布するに過ぎないが，内陸側では Anatolid 区と同様に各所に広い分布が認められる（ERENTÖZ, 1956 ; 1966 ; ALTINLI, 1968 ; KETIN & ERENTÖZ, 1962 ; GATTINGER, ERENTÖZ & KETIN, 1962）。

**Taurid 区** 西 Taurid 区では古第三系としては中生界を不整合に覆う始新世—漸新世の砂岩，泥灰岩，石灰岩が小規模に分布するに過ぎない。東 Taurid 区ブナルバッシュ東方には暁新世—始新世の含貨幣石層が広く分布する。これは下位の中生界，古生界を不整合に覆い，浅海成のフリッシュおよび石灰岩からなり，その最上位はラグーン性堆積物となつている。さらに漸新統には含石膏層，ラグーン性堆積物，浅海成層がさまざまな地域・層準に頻繁に含まれ，漸新世には本区は陸化して乾燥気候となつたことがわかる。ところが中新世に入ると比較的広範囲にわたつて海進が行なわれたらしく西 Taurid 区の地中海沿岸，アダナ—シバス地域には海成の中新統石灰岩が見られる。しかしこれらの上位は再びラグーン性の礫岩，砂岩となり，さらに湖沼性の鮮新世堆積物に覆われている（ERENTÖZ, 1956 ; 1966 ; BAYKAL & ERENTÖZ, 1966）。

**Kurudistid 区** 上部白亜系—暁新統を覆つて上部暁新統—下部始新統のラグーン成あるいは浅海成の赤色砂岩および礫岩を主とする地層が発達し，さらにこの上に見掛上整合的に中部始新統がのつている。この中部始新統は石灰岩層となつている地域とフリッシュとなつている地域とがあり前者の場合は含油層となる。古第三系あるいは先第三系を不整合に覆つて礫岩と石灰岩からなる海成の下部中新統が，さらにその上にラグーン成と考えられる軟質の砂層，粘土層からなる上部中新統が広く分布する。鮮新世—第四紀にかけて，この地域はゆるやかな沈降を続け，洪水によつて後背地から供給された砕屑物質がこの海を埋めたてている。なおこの構造区の南部には陸成の第三系も分布している（ERENTÖZ, 1956 ; 1966 ; TOLUN, et al., 1962 ; ALTINLI, et al., 1963 a）。

5. 広域変成岩

トルコ各地に分布する広域変成岩についてはまだ岩石学的研究が不充分で，その変成相に関するデータの報告もごく限られている。またその絶対年代にいたつては報告が皆無である。したがつて変成岩の原岩あるいは変成時期に関しては層序学的・構造地質学的な観察から推論されているに過ぎない。

Anatolid 区の中軸をなすメンデレス山塊の変成岩については比較的詳しい研究がされバリスカン造山運動あるいはそれ以前の造山運動により変成岩が形成されたとする説と，アルプス造山運動と関係づける説とが相対立している。SCHUILING (1962) によると，メンデレス山塊の中心部はミグマタイトおよび両雲母片麻岩からなりその周囲に藍晶石—十字石—白雲母，白雲母—十字石—黒雲母，あるいは黒雲母—十字石—アルマンディンの組合せを有する黒雲母片岩帯があり，さらにその外側には硬緑泥石—白雲母—ソーダ雲母あるいは曹長石—白雲母の組合せの帯が分布する。このようなドーム状の変成分帯を示すメンデレス山塊の外周には広い地域にわたつて藍閃石を含む弱変成帯が分布する（KAADEN, 1966）。これらを一つの変成相系列と見なすと，都城 (1965) の云う高圧中間群の藍閃変成作用と一致し，アルプスのペンニン・ナッペを中心とする広域変成作用（NIGGLI, 1960）に類似する。アルプスの藍閃石変成帯は東ヨーロッパを南下してトルコに連続していると考えられており，トルコにおける藍閃変成作用がアルプスにおけるそれと同時期とすれば，このメンデレス山塊を中心とする変成帯は当然アルプス造山運動にともなつて形成されたと考えられる。事実，白亜紀の化石を産するオフィオライトが藍閃変成作用を受けており（KETIN & ERENTÖZ, 1962 ; KAADEN, 1966），この考えを裏付けている。KETIN と ERENTÖZ (1962) は Anatolid 区における広域変成作用の時期を上部白亜系と始新

統の間の不整合の存在を結びつけ，ララミヤン時相であると結論しているが，これはやや性急な議論で，絶対年代の測定やさらに詳細な岩石学的，構造地質学的研究が必要である。メンデレス山塊の中心部にあるミグマタイトおよび片麻岩は地質構造的に云つて，古生代の変成作用によつて形成され，これにアルプス造山運動にともなう変成作用が重つた可能性が強い。

西 Pontid 区には古生代のオフィオライトが上に述べたようなアルプス期と考えられる藍閃変成作用を受けて生じた広域変成岩が広く分布するが，その中に珪線石を含む片麻岩からなる地塊が点在しており―たとえばエーゲ海岸のカズ山山塊 (SCHUILING, 1959)―，これもその地質構造的産状を考慮すると古生代の変成作用によつて形成されたものと考えることができる。

Taurid 区に分布する広域変成岩については岩石学的研究がまつたく行なわれておらず，今後の研究に待つところが多いが，現在までに明らかにされたことを要約すると，(1) 広域変成岩は一般に下部ほど変成度が高く，上部から下部へ藍閃石片岩―緑色片岩―雲母片岩―角閃岩―片麻岩の順に累帯配列をしているように見える。(2) 変成岩の一部は非変成の石炭系―二畳系に覆われている (BAYKAL & ERENTÖZ, 1966 ; ALTINLI et al., 1963 b ; 1964)。この第2の事実にもとずいてこの変成作用が古生代に行なわれたとする考えが強い。しかし変成岩との境界付近の非変成の古生層の研究が不充分で，これがぶどう石―パンペリ石メタグレイワツケ相あるいは沸石相の変成を受けている可能性もあり，また変成岩が直接上部白亜系―始新統に覆れている場合もあるので，その変成作用の時期を速断するのは危険であろう。

### 6. 貫入岩類

酸性貫入岩類の貫入時期は古生代，中生代および新生代の3つの時期に分類することができる (KETIN, 1961)。古生代には主として西 Pontid 区のトラキヤ，エーゲ・マルマラ海沿岸地域および東 Pontid 区に花崗岩，花崗閃緑岩―石英閃緑岩，一部に閃長岩の貫入があつた。これらはシルル系―デボン系を貫きかつ下部三畳系の基底礫として産するもので，バリスカン造山運動にともなうものと考えられる。中生代における酸性貫入岩類の活動は比較的小規模である。中部 Pontid 区キューレ付近にはジュラ紀の花崗岩―閃緑岩の小岩体がいくつか認められ，また東 Taurid 区のマラトヤ付近にも中生代後期の貫入と考えられる花崗岩―石英閃緑岩が分布する。

Anatolid 区内帯のメンデレス山塊外縁部およびクルシェヒール山塊には古第三紀始新世に比較的大規模な深成岩ないし中深成岩の活動があり，その岩相は塩基性から酸性にわたり，一部にはアルカリ岩を産する (KRAËFF & PASQUARÈ, 1966)。この火成活動はアルプス地向斜発展段階における続造山時火成活動 (STILLE, 1940) あるいは"late-geosynclinal magmatism" (AUBOIN, 1965) に相当するものであろう。東 Pontid 区にはこれとやや性格の異つた花崗岩―閃緑岩岩体が貫入しており，この岩体は始新統を貫き，後期始新世―漸新世の形成であると推定されている。以上の各時代の貫入岩貫入にともなつて周辺の岩石は接触変成作用を蒙り，またしばしば接触交代鉱床あるいは熱水性鉱床が形成されている。とくに Anatolid 区に分布する鉛・亜鉛・鉄・銅などの有力な鉱床の多くは始新世の貫入岩類の形成と関連して生成されたものと考えられる。

オフィオライトの形成に伴なう超塩基性―塩基性岩の貫入は古生代と中生代の2つの時期のものが認められる。西 Pontid 区のエーゲ地域では古生代のオフィオライトに伴なつてカンラン岩，ダンカンラン岩，ハルツベルグ岩を産し，いずれもクローム鉄鉱を含んでいる (KETIN, 1961 ; KALAFATCIOGLU, 1963)。Anatolid 区外帯に発達するオフィオライトは中生代白亜紀の形成であつて，これに伴なつてカンラン岩，蛇紋岩，斑レイ岩などの貫入岩が分布している (KALAFATCIOGLU, 1962)。Taurid 区には大規模なカンラン岩―蛇紋岩岩体が全域にわたつて各所に露出する。これらの岩体は古生界あるいは下部中生界を貫き，上部白亜系あるいは始新統に覆われており，中生代後期の貫入と考えられる。これにともなつてしばしばクローム鉱床，銅鉱床を産することがある (KETIN, 1961)。

### 7. 火山岩類

**海底火山活動**　古生代地向斜の初期火成活動(STILLE, 1940)の産物である緑色岩類が，西Pontid区エーゲ地域あるいはTaurid区の諸地域に分布するがその多くは広域変成作用によつて緑色片岩あるいは藍閃石片岩となつている。中生代における最初の海底火山作用は東Pontid区においてライアス世に起つた。すなわち地域南部に分布するライアス統は輝緑岩，スピライト，安山岩杏仁状熔岩などの海底火山熔岩と凝灰岩をはさんでいる。東南ヨーロッパのアルプス地向斜初期火成活動の最盛期がジュラ紀であつた(AUBOIN, 1965)にもかかわらず，トルコではジュラ紀における海底火山活動は東～中部Pontid区に限られ，白亜紀に至つて広い地域にわたる激しい活動期を迎えた。Anatolid区外帯およびTaurid区に分布するオフィオライトは種々の塩基性熔岩および火山砕屑岩を主とし，石灰岩，泥灰岩，放散虫チャートを夾み，超塩基性―塩基性の貫入岩を伴なうもので後期白亜紀(一部は暁新世にわたる)に形成された。オフィオライトが塩基性岩の火山活動を主とするのに対して，東Pontid区における海底火山活動では塩基性から酸性に至る岩相変化の輪廻が認められ，その活動は白亜紀後期から第三紀始新世まで引続いている。トルコ最大の銅鉱床であるムルグル鉱床のほか多くの銅・鉛・亜鉛鉱床がこの海底火山活動に伴なつて白亜紀に形成されており，これらは我が国の黒鉱鉱床あるいは浅熱水鉱床に類似している(沢ほか，1972)。

始新世における海底火山活動は東Pontid区，中部Pontid区およびAnatolid区外帯の各地に認められ安山岩，スピライトおよび火山砕屑岩類が形成された(KETIN, 1961)。

**陸上火山活動**　アルプス造山運動の続造山時ないし終末期火成活動としてアナトリヤにはきわめて広範囲に陸上火山活動が生じ，多量の火山岩，火山砕屑岩が形成された。この火山活動は漸新世後期にその端緒が見られ，中新世に本格的活動を開始，鮮新世―第四紀にはもつとも激しい活動を行なつたが，現世に至つてほぼその終息期に達している。陸上火山活動による火山岩類の主要分布地域は，Anatolid区内帯，西Pontid区，東Taurid区，Kurudistid区である。Anatolid区内帯でもつとも大規模な陸上火山は中部アナトリヤ高原南部のエルジャスおよびハッサン両火山を中心とする火山群で，その活動は後期中新世の酸性凝灰岩の広範囲な噴出に始まり，鮮新世における安山岩質イグニンブライトの形成，さらに第四紀における玄武岩熔岩の流出に終つている(BEEKMAN, 1966)。これらの火山の最後の活動は歴史時代にあつたことが記録されている。このほかメンデレス山塊の北縁部には中新世―鮮新世の流紋岩―石英安山岩―粗面安山岩の噴出，第四紀の粗面玄武岩台地の形成が認められる(鞠子・中村，1972)。西Pontid区エーゲ地域およびアンカラ北方地区では新第三紀の流紋岩，石英安山岩，安山岩，第四紀玄武岩の活動があつた。東Taurid区は陸上火山活動のもつとも激しい地域で，アララット山，スウィファン山，ネムルート山およびテンドリュック山などの火山を初めとした火山群が高峻な山岳地帯を形成している。これらの火山の活動時期は鮮新世から現世にわたつており，15世紀にはネムルート山から最後に噴出した玄武岩熔岩によつて河川が堰止められ，トルコ最大のヴァン湖を生じた。またテンドリュック山では活動中の硫気孔の存在が報告されている(KETIN, 1961)。シリヤーアラブ卓状地に続くKurudistid区では，鮮新統の上に玄武岩―粗粒玄武岩からなる広大な熔岩台地が発達しており，その後活動期は鮮新世―第四紀である。

第三紀以後のこれら陸上火山活動のうち，金属鉱床の形成と関係があると見られるのは中新世の酸性～中性火山岩類で，エーゲ地域の鉛・亜鉛・銅の熱水鉱床の多く，および各地のアンチモニー，水銀鉱床はこれと関連して形成されたと考えられる(GJELSVIK, 1962；鞠子・中村，1972)。

8．地質構造

**先アルプス期の褶曲**　西Anatolid区に広く分布する結晶片岩類の片理面あるいは褶曲軸の一般走向はNE-SWないしはENE-WSWである。この方向を示す構造はアルプス造山運動によるものと推定されるが，この変成岩分布域の中心部にあるミグマタイトおよび片麻岩岩体の線構造および褶曲軸の方向はN-SないしはNNE-SSWであつて(SCHUILING, 1962)この構造をSCHUILING

(1962)はカレドニヤ期，NEBERT(1960)はバリスカン期の形成であると述べている。西 Pontid 区のカズ山山塊の片麻岩にも同様な構造的特徴が認められており(SCHUILING, 1959)，先アルプス期の造構造運動の存在は明らかであるが，その詳しい時期についてはなお多くの研究を要する。またこの地域の研究結果をトルコ全域にあてはめ，E—W 方向の構造はアルプス期，N—S 方向のそれは古生代の形成とする機械的論議が間々なされているが，これはまつたく危険な考えである。先アルプス期およびアルプス期ともにその褶曲構造はきわめて複雑で，一般走向も地域によつて大きく変化している。また当然先アルプス期に形成された構造要素がアルプス期の構造に影響をおよぼしており，逆に先アルプス期の構造要素がアルプス期に変形を受けていることが考えられる。先アルプス期の地質構造発展の問題を明らかにするにはさらに多くのデータの積重ねによつて構造運動の時間的・空間的解析が行なわれなければならないと考えられる。

**アルプス期の褶曲と衝上断層**　Anatolid 区外帯では，不整合の発達状態から，ララミヤン変動，ピレニヤン変動およびヘルベティアン変動の3構造時相が認められる。これらのうちララミヤン変動は酸性—塩基性深成岩の貫入時と一致する。激しい褶曲運動はピレニヤン，ヘルベティアン両変動時に起つた。すなわち漸新統の一部および始新統以下の地層は強い褶曲を受け，白亜紀オフィオライトが漸新統の上に衝上しているのが各所で観察される (KETIN & ERENTÖZ, 1962; 1963)。これに対して Anatolid 区内帯の広域変成岩類および古生層は比較的ゆるやかな褶曲構造を示すのみであり，ララミヤン変動で陸化した後ピレニヤン—ヘルベティヤン変動の時期には安定地塊としての性格を持つていたと考えられる。

Pontid 区は Anatolid 区外帯とことなり，ララミヤン構造時相を欠くが，一部にジュラ紀のキンメリヤン変動が認められ，さらに，下部白亜紀—上部白亜紀間のオーストリヤン時相の変動を受け，ピレニヤンおよびヘルベティヤン変動以後は現在に至るまで造陸運動の場となつた。激しい褶曲運動が後の3変動において起り，これにともなう衝上断層が認められている。また東 Pontid 区ではピレニヤンないしヘルベティヤン変動時に花崗岩—閃緑岩の貫入があつた (KETIN & ERENTÖZ, 1963; KETIN, 1966 a; GATTINGER et al., 1962)。

Taurid 区のアルプス構造時相としてはオーストリヤン，ララミヤン，ピレニヤンおよびヘルベティヤンの各変動が認められる。Anatolid 区外帯および Pontid 区と同様にピレニヤン—ヘルベティヤン変動によつて強い褶曲構造と衝上断層が形成され(MARTIN, 1969)，Kurudistid 区に接する地域を除く大部分の地域で中新世以後は造陸運動の場に移行した。Kurudistid 区に接するビトリス—マラトヤ地域の南側では第三紀中新世末に起つた Kurudistid 区の激しい褶曲運動の影響を受け，北から南へ衝上する断層帯や過褶曲を伴なう褶曲構造が形成された。この衝上断層帯は北側の“ビトリス前面衝上断層”と南側の“南東アナトリヤ先端衝上断層”とからなる。前者の水平移動距離は13～27 km に達し，ビトリス山塊の広域変成岩と古生層を上部白亜紀—暁新世のオフィオライト—フリッシュ層の上に押し上げ，クリッペ構造も形成している。後者はこのオフィオライト—フリッシュ層を Kurudistid 区の第三系の上に押し上げるもので，移動距離は9～11 km である (ALTINLI et al., 1963 b)。

“南東アナトリヤ先端衝上断層”を境として，東 Taurid 区の南側に位置する Kurudistid 区は他の構造区と異り，カンブリヤ紀から古第三紀暁新世に至るまで中断なく堆積盆地として発展した。この堆積盆地における造山運動はララミヤン変動が最初で，漸新世のピレニヤン—ヘルベティヤン変動を経て，中新世末の変動によつて過褶曲を伴なうような強い褶曲構造が形成された。この褶曲構造は堆積盆地の中軸部でもつとも顕著で南のシリヤ—アラブ台地に近ずくにしたがい，次第にゆるやかな構造にうつりかわつている (TOLUN et al., 1962)。

**後アルプス期の断層**　アルプス造山運動の終息と共にアナトリヤおよびトラキヤは横圧力から解放され，逆に張力の働く場となつた。このためこの地域には大小無数の張力裂かおよび断層を生

じ，"Graben" あるいは "Horst" 構造が形成された。またこれらの断層にかこまれたやや大規模な沈降盆地を生じている。この断層運動の開始時期は一部地域では鮮新世にまでさかのぼり，その後現在に至るまで引続いており，多くの活断層が存在している。また断層によって生じた凹地や大規模な沈降盆地には新第三紀層あるいは第四紀層が堆積し，現在なお沈降を続けているものもある（KETIN, 1968）。

"北アナトリヤ断層帯" と呼ばれる横ずれ断層帯の形成も，後アルプス期の断層活動の一部として見ることができる。この断層帯は約1100 km にわたってほぼ造山帯の方向と平行に東西に延長，断層の南側が西へ移動する右ずれ断層群からなつている。"北アナトリヤ断層帯の形成は鮮新世に始まると推定され，現在なお一部地域に28年間に18 m におよぶ水平移動を示すような活断層帯である（KETIN, 1968；1969）。

以上述べたように後アルプス期の断層運動によって形成された張り断層あるいは横ずれ断層は，今なお活動し，その分布は地質帯と密接な関係が認められる。一方終末期火成活動としての陸上火山の噴出も，これらの断層の活動と時期的にも位置的にもあきらかな関係があるといえる。

## IV　結　言

以上，トルコの地質の概略を述べたが，堆積岩の層序に関しては比較的研究が進み，わずかにプリヤ系を除いては，大きな問題点が残されていないように思われる。しかしトルコの地質の大きな部分を占める広域変成岩についての知識はきわめて断片的で，その地質構造，原岩，変成相および変成時期などの組織的研究はほとんどされていないと云つてよい。また火成岩の岩石学的研究もきわめて不充分である。とくにその化学分析データは皆無に近く，したがつて各地に分布する，種々の時代の貫入岩および火山岩の地球化学的特徴がほとんど明らかにされていない。地質構造については，地帯構造論的な論議は盛んに行なわれているものの，個々の地域における地質構造上のデータが不足であり，精密な解析が行なわれるに至つていない。古生代における造構造運動と中生代以後のそれとの関係が明らかでないのも，その1つのあらわれである。

トルコの金属鉱物資源のうちクローム鉱床は早くから開発が進み，鉱床学的な研究も盛んに行なわれて来たが，近年銅・鉛・亜鉛・アンチモニー・水銀などの鉱床が注目され，鉱物資源調査開発研究所 (M.T.A.) を中心とした探査活動がなされている。しかし今迄その探査は個々の鉱床を中心に比較的狭い範囲に限られ，それも鉱床と火成岩および地質構造との関係あるいは母岩の変質などの正確な認識のないまま機械的に行なわれて来た傾向がある。今後獲得鉱量を飛躍的に増大させるためには，小範囲の探査にとどまらず広域にわたる調査を進めねばならないが，その場合上に述べた広域変成岩および火成岩の研究あるいは地質構造の調査解析が行なわれなければ大きな成果を得ることは出来ないであろう。最近になつて漸くこのことがトルコで理解され始め，現地滞在の日本人地質家を中心としてこのような基礎的調査が進められている。

## 文　献

AKARTUNA, M. (1962): On the geology of Izmir-Torbali-Seferihisar-Urla district. *M.T.A.* No. [illegible], pp. [illegible].

ASKIN, M. F. (1962): The geology of the area between Kütahya and Gediz. *M.T.A. Bull.* No. [illegible], pp. [illegible].

ALTINLI, I. E., PAMIR, H. N. and ERENTÖZ, C. (1963a): Explanatory text of the geological map of Turkey "Cizre". M.T.A., Ankara.

ALTINLI, I. E., PAMIR, H. N. and ERENTÖZ, C. (1963b): Explanatory text of the geological map of Turkey "[illegible]". M.T.A., Ankara.

ALTINLI, I. E., PAMIR, H. N. and ERENTÖZ, C. ([illegible]): Explanatory text of the geological map of Turkey "Van". M.T.A., Ankara.

ALTINLI, I. E. (1968): Geologic investigation of the Izmit-Hereke-Kurucadagi area. *M.T.A. Bull.*

No. 71, pp. 1-28.

AUBOIN, J. (1965) : *Geosynclines.* Elsevier Pub. Co. (Amsterdam-London-New York).

BAYKAL, F. und KAYA, O. (1963) : Allgemeine Stratigraphie des Karbons in der Umgebung von Istanbul. *M.T.A. Bull.* No. 61, pp. 1-10.

BAYKAL, F. and ERENTÖZ, C. (1966) : Explanatory of the geological map of Turkey " Sivas ". M.T.A. (Ankara).

BEEKMAN, P. H. (1966) : The Pliocenne and Quaternary volcanism in the Hasan Dagi-Melendiz Dagi region. *M.T.A. Bull.* No. 66, pp. 90-105.

COLIN, H. J. (1962) : Geologische Untersuchungen in Fethie-Antalya-Kas-Finke (SW Anatolien). *M.T.A. Bull.* No. 59, pp. 19-61.

DEWEY, J. F. and BIRD, J. M. (1970) : Mountain belts and the New Global tectonics. *J. Geophys. Res.* Vol. 75, pp. 2625-2647.

ERENTÖZ, C. (1956) : A general review of the geology of Turkey. *M.T.A. Bull.* No. 48, pp. 40-58.

ERENTÖZ, C. (1966) : Contribution à la stratigraphie de la Turquie. *M.T.A. Bull.* No. 66, pp. 1-22.

GASS, I. G. (1967) : The ultrabasic volcanic assemblage of the Troodes Massif, Cyprus. Ultramafic and Related Rocks, Wiley (New York), pp. 121-134.

GATTINGER, T. E., ERENTÖZ, C. and KETIN, I. (1962) : Explanatory text of the geological map of Turkey " Trabzon ". M.T.A. (Ankara).

GJELSVIK, T. (1962) : Investigation of lead-zinc deposits in Northwest Antalia, Turkey. *M.T.A. Bull.* No. 59, pp. 62-70.

井上英二(1970) : トルコの地質と石炭資源①地形と地質の概要. 地質ニュース No. 191, pp. 48-63.

KAADEN, G. v. d. (1966) : The significance and distribution of glaucophane rocks in Turkey. *M.T.A. Bull.* No. 67, pp. 36-67.

KALAFATCIOGLU, A. (1961) : A geological study in the Karaburun Peninsula. *M.T.A. Bull.* No. 56, pp. 40-49.

KALAFATOIOGLU, A. (1962) : A note on the geology of the region between Tavsanli and Dagardi, and on the age of the serpentines and limestones. *M.T.A. Bull.* No. 58, pp. 38-46.

KALAFATCIOGLU, A. (1963) : Geology around Ezine and Bozcaada-The age of the limestones and serpentines. *M.T.A. Bull.* No. 60, pp. 61-70.

KETIN, I. (1959) : The orogenic evolution of Turkey. *M.T.A. Bull.* No. 53, pp. 82-88.

KETIN, I. (1961) : Über die magmatische Erscheinungen in der Türkei. *Bull. Geol. Soc. Türkey.* Vol. 7, No. 2, pp. 16-33.

KETIN, I. and ERENTÖZ, C. (1962) : Explanatory text of the geological map of Turkey " Sinop ". M.T.A. (Ankara).

KETIN, I. and ERENTÖZ, C. (1963) : Explanatory text of the geological map of Turkey " Kaiseri ". M.T.A. (Ankara).

KETIN, I. (1966 a) : Tectonic units of Anatolia (Asia Minor). *M.T.A. Bull.* No. 66, pp. 23-34.

KETIN, I. (1966 b) : Cambrian outcrops in Southeastern Turkey and their comparison with the Cambrian of East Iran. *M.T.A. Bull.* No. 66, pp. 77-89.

KETIN, I. (1968) : Relations between general tectonic features and the main earthquake regions of Turkey. *M.T.A. Bull.* No. 71, pp. 63-67.

KETIN, I. (1969) : Über die nordanatolische Horizontalverschiebung. *M.T.A. Bull.* No. 72, pp. 1-28.

KRAËFF, A. and PASQUARÉ, G. (1966) : Igneous nepheline-bearing rocks in Cukurköy (northern part of province Kaiseri, Turkey). *M.T.A. Bull.* No. 66, pp. 124-128.

鞠子 正・中村忠晴(1972) : トルコ西部ムラート山地域の火山岩類と水銀鉱化作用との関係. 昭和47年度三鉱学会講演要旨集 B.16.

MARTIN, C. (1969) : Etude stratigraphique et tectonique d'une partie du Taurus au Nord

d'Akseki. *M.T.A. Bull.* No. 72, pp. 110–129.
都城秋穂(1965)：変成岩と変成帯．岩波書店．
NEBERT, K. (1960) : Vergleichende Stratigraphie und Tektonik der lignitfürenden Neogengebiete westlich und nördlich von Tavsanli. *M.T.A. Bull.* No. 54, pp. 8–37.
NIGGLI, E. (1960) : Mineral-Zonen der Alpien Metamorphose in der Schweizer Alpen. *Rep. Inter. Geol. Congress*, 21*st Sess. Norden*, Pt.13, pp. 132-138.
沢　俊明・沢村孝之助・HAMMAMCIOLU, A. and ALTIN, Y. (1972)：トルコ国東黒海地域の銅・鉛・亜鉛鉱床区．鉱山地質学会北海道支部第6回総会第10回講演会資料．pp. 23–27.
沢村孝之助(1971)：トルコの地質構造発展に対する考察．地調月報．Vol. 22, No. 12, pp. 669–676.
SCHUILING, R. D. (1959) : Über eine prä-herzinische Faltungsphase im Kaz-Dag Kristallin. *M.T.A. Bull.* No. 53, pp. 89–93.
SCHUILING, R. D. (1962) : On petrology, age and structure of the Menderes migmatite complex (SW-Turkey). *M.T.A. Bull.* No. 58, pp. 71–84.
STILLE, H. (1940) : Zur Frage der Herkunft der Magmen. *Abhand. Preuss. Akad. d. Wissenschaft.* Nr. 19, 31 S.
TOLUN, N., ERENTÖZ, C. and KETIN, I. (1962) : Explanatory text of the geological map of Turkey "Diyarbakir". M.T.A. (Ankara).

(1974年5月17日受理)

地学雑誌 83, 4 (1974)

# 三葉虫類等に関する国際学術集会 (1973年, オスロー)

浜田隆士*

## Report of the NATO Advanced Study Institute on the "Evolution and Morphology of the Trilobita, Trilobitoidea and Merostomata" in Oslo, 1973

Takashi HAMADA

### I まえがき

Evolution and Morphology of the Trilobita, Trilobitoidea and Merostomata (三葉虫類, 三葉甲類**ならびに退口類の進化と形態) という研究集会が, 1973年7月1日から同月8日まで, オスローにおいて開催された。これは NATO の Science Committee の後援で開かれる NATO Advanced Study Institute の一環をなすもので, 主として条約加盟国の三葉虫類研究者を集めて行なわれた純学術的会合である。実際には NATO 関係諸国以外の国からも多勢の参加者があったし, また呼びかけはソ連や東欧のいわゆる共産圏諸国の学者に対しても行なわれたようである。

この集会を実質的に提唱しかつ主催した機関は, 最近世界の三葉虫類研究者に向けて *Trilobite News* というプリントを編集・発行し, 斯界のインフォメーションセンターとして機能しているオスロー大学の古生物学博物館で, 研究集会はノールウエー, スエーデン両国の共同出資施設であるオスロー郊外のフォクセノーセン国際会議場(Voksenåsen Conference Centre) で行なわれた。

NATO の科学委員会では, これまでにも基礎科学分野各方面における同様の Advanced Study Institute をかなり頻繁に主催・後援しており, 地学関係では, 例えば1963年1月7日～12日に The University of Newcastle upon Tyne において, 物理学および地質学教室共催で開かれた NATO Palaeoclimate Conference があり, その成果は周知のように NAIRN, A.E.M. 編(1964) Problems in Palaeoclimatology (Interscience Publishers) として刊行されているし, 地球物理関係では RUNCORN, S.K. 編(1970) Palaeogeophysics (Academic Press) として刊行されたのも同系の Advanced Study Institute への提出論文である。さらに最近では, 1971年11月15～20日にスコットランドの Aviemore で開かれた North Sea Conference の論文が, GOLDBERG, E.D. 編(1973) North Sea Science (MIT Press) として出版されたばかりであるし, 同年 Academic Press から TARLING, D.H. & RUNCORN, S.K. 編 Implications of Continental Drift to the Earth Sciences. として2巻の大著となつたものは, 1972年4月に The University of Newcastle upon Tyne で5日間にわたつて開催された Advanced Study Institute の論文87篇を収録したものである。

このように, NATO の行なういわば非軍事目的の科学者集会は, 次々とその成果を公表しつつあり, いまや一つの有効な国際学術交流の場として認められてきた感じが強い。なお, 今回のオスロー集会については, IPA (国際古生物学連合) か

* 東京大学教養学部宇宙地球科学教室
University of Tokyo

** 小林(1960)にしたがい Trilobitomorpha を三葉形類(亜門), Trilobitoidea を三葉甲類(綱)と訳す。

らも全面的な支持があり，また IUGS (国際地質学連合) からは若干の経済援助が与えられたときく。

筆者は，幸いアジア全域から唯一の参加者に選ばれてこれに出席し，東南アジアおよび日本における三葉虫類研究の現状を披露する機会を与えられるとともに，最近の三葉虫研究における世界の進展とその趨勢の一端をうかがい知ることができた。ここに STØRMER 会長他関係者各位に深い感謝の意を表するとともに，会議のあらましを記し，諸賢の御参考に供することによつて，そのいささかの責を果したいと希うものである。

## II 会議の構成

会議の Organising Committee は
Leif STØRMER (Chairman)
David L. BRUTON (Secretary/Organiser)
Gunnar HENNINGSMOEN
Valdar JAANUSSON
で，その本部は
Paleontologisk Museum, Universitetet i Oslo, Norge (Paleontological Museum, University of Oslo, Norway)
におかれた。

参加者は，申請書による書類選衡のうえ，15カ国60数名が予定されていたが，実際にはソ連からの出席がなく，14カ国50余名（英18，米10，ノールウエー，スエーデン各4，カナダ，フランス，オーストラリア各3，ポーランド2，ドイツ，チェコスロバキア，デンマーク，イタリア，モロッコ，日本各1など）であつた。このうち7カ国の17名は招待講演者であり，プログラム(後記)の講演者名に星印を付して示してある。

講演は追加を含めて35題が行なわれた。ただし，そのうちの1件はカザクスタン共和国の APPOLONOV, M.K. から郵送されてきた論文で，JAANUSSON によつて代読，紹介されたものである。

講演および討論は，次にかかげるように6つの Sessions に分かれ，質問時間を含めて1題平均30分のプログラムであつた。なお，開会式にあたつて，盛会を期待する旨の小林貞一博士からのメッセージがとどいて STØRMER 会長から一同に披露され，集会の雰囲気が一層もり立てられた。

<プログラム>

*Monday 2, July*

Opening of meeting by Professor Henrich NEUMAN (Dekanus, Faculty of Mathematics and Natural History, University of Oslo).

Speech of welcome by Chairman of Institute, L. STØRMER.

SESSION I *Functional Morphology of Trilobites* (Chirman H.B. WHITTINGTON)

*E.N.K. CLARKSON: The evolution of the eye in trilobites.

P.A. JELL: The abathochroal eye of *Pagetia*, a new type of trilobite eye.

J. CISNE: Comparative anatomy of the trilobite *Triarthrus*.

K. S. W. CAMPBELL: The functional morphology of *Cryptolithus*.

*J. -L. HENRY et E. N. K. CLARKSON: Enroulement et coaptations chez quelques especes du trilobite ordovicien *Placoparia*.

*H. B. WHITTINGTON: Appendages of *Olenoides serratus*, Burgess Shale, Middle Cambrian.

*Tuesday 3, July*

SESSION II *Shell Structure* (Chairman J. DALINGWATER)

D. J. TEIGLER & K. M. TOWE: The microstructure of the trilobite integument.

*J. DALINGWATER: Secondary microstructu res in trilobite cuticles.

J. MILLER: Structure and function of trilobite terrace lines.

H. OSMOLSKA: Fine morphological features of some Devonian and Lower Carboniferous trilobites.

SESSION III *Classification-Evolution* (Chairman W.T. DEAN)

*V. JAANUSSON: Some morphological discontinuities in the evolution of trilobites.

*R. ROBISON: Species diversity among agnostoid trilobites.

*J.H. SHERGOLD: *Pseudagnostus* (Trilobita: Agnostina)-morphology and classification.

*R.A. FORTEY & R.M. OWENS: Proetida -a proposed new order of trilobites.

J.K. INGHAM & *C.P. HUGHES: Trinucleid classificaton.

*Wednesday* 4, *July*

SESSION IV *Merostomata*

(Chairman L. STØRMER)

*C.D. WATERSTON: On gill structures in the Lower Devonian eurypterid *Tarsopterella scotica* (WOODWARD).

N.M. HANKEN & *L. STØRMER: The track of a large Silurian eurypterid.

D. FISHER: The functional morphology of *Limulus* and *Mesolimulus* in relation to swimming and burrowing.

*J. BERGSTRÖM: Functional morphology and evolution of xiphosurids.

*Thursday* 5, *July*

SESSION V *Biogeography*

(Chairman V. JAANUSSON)

*R.J. ROSS Jr.: Trilobites, sedimentary facies, lithospheric plates, and ocean currents.

P.A. JELL: Faunal provinces and geography of the Middle Cambrian.

*R.A. FORTEY: Early Ordovician trilobite communites.

*W.T. DEAN: Turkish Cambro-Ordovician trilobites.

J.H. STITT: Population, evolution and possible paleoecology of late Cambrian cratonic trilobites of North America.

A.R. ORMISTON: Siegenian trilobite zoogeography, Arctic North America.

E. TOMCZYKOWA: Homalonotinae as a biostratigraphic and palaeogeographic index in lowermost Devoian.

**T. HAMADA & T. KOBAYASHI: Trilobites from Malay Peninsula and the Japanese Islands.

*Friday* 6, *July*

SESSION VI *Burgess Shale Arthropoda*

(Chairman R.R. HESSLER)

*H.B. WHITTINGTON: Introduction.

*D.L. BRUTON: Studies of *Leanchoilia*, *Sidneyia* and *Emeraldella*.

*C.P. HUGHES: Remarks on *Waptia* and *Burgessia*.

*R.R. HESSLER & W.A. NEWMAN: Was the ancestor of the Crustacea a trilobitomorpha?

ADDITIOANL LECTURES

*G. HENNINGSMOEN: Moulting processes of trilobites.

R. Levi SETTI: On *Limulus* eyes.

K.M. TOWE: Photographs taken by trilobite eye lenses.

OPEN SESSION

Proposed standardisation of trilobite measurements by J.T. TEMPLE.

(Chairman D.L. BRUTON)

### III 講演および討議

オスロー集会の特徴の一つとして，古生物学のテーマをとりあげていながら，参加者には生物学者，物理学者などをも加えて，意識的に隣接科学分野との連繋を強く計つていた点を指摘できる。物理学者には光学関係と流体力学関係の人が含まれ，したがつて討議の内容には，大分類上の問題はもちろん，機能形態論，実験的証明作業等において啓発されるところが多かつたと思える。綜合討論の際にとりあげられた話題なども含めて，各セションで行なわれた講演・討議の主要点を紹介しておく。

---

* 招待講演者

** CHLUPÁČ, I. (チェコ)に代るコメント

A）三葉虫類の機能形態論

大きく分けて次の三つのテーマにしぼられよう。一つは，眼の構造と機能に関するもので，従来知られている holochroal eyes および schizochroal eyes に加えて，新たに abathochroal eyes という形態の存在が紹介された。いずれのタイプにしても，三葉虫類の眼は方解石の単結晶でできた両凸レンズの複眼であつて，単一の鉱物からなるという点である種の現生陸生節足動物に類似している。しかしながら，明らかな海生生物である三葉虫を，それらとまつたく同義に扱かつてよいかどうかについては疑問も残るのは当然であろう。一方カブトガニの眼は，円錐形の集光レンズをもつていて，三葉虫類のそれとは形態的にいちじるしく異なつている。カブトガニの眼やそのモデルを用いて，実験的に映像を得ることに成功したという報告もさることながら，デボン紀の *Phacops* の眼の一部を複眼のまま分離することができたうえに，それをレンズとして写真乾板上に見事なイメージを結像せしめた実験（TOWE, 1973）には，一同の大きな関心が集まつた。

レンズで集光したあとの伝達神経系についてはまだ十分に明らかにされてはいないが，レンズ下方に機能不明の黒斑部や細脈状繊維構造などの存在が知られてきており，近い将来にはさらに詳しい解剖学的知見が得られるであろうことは疑いない。

第二のテーマは，体節ならびに付属肢の問題である。Burgess Shale で代表されるような"特殊"な保存状態のものから明らかにされる微細形態のほか，ドイツのX線技師 Dr. STRÜMER (1964, 69)によつて開拓された拡大軟X線による研究方法が次第に広く滲透しつつあり，頁岩中の黄鉄鉱化された付属肢などのくわしい状態や，場合によっては幼生らしきものの形状も明らかにされてきている。Hansrück Shale（ドイツ，Low. Dev.）や Frankfort Shale（ニューヨーク，Up. Ord.）中の三葉虫などはその著しい例で，付属肢のみならず，消化管，筋肉系その他の軟体構造についても，多くの情報が得られつつある。

とりわけ注目されるのは，Frankfort Shale 中の Beecher's Trilobite Bed 産 *Triarthrus eatoni* を研究したところによれば，軟体の尾部はさらに前半と後半との二つの部分に分かれていて，そのうちの後半分は殻皮の尾板の先よりもっと後方にまでのびていて，しかも6～12対の付属肢を有し，その最後端に付属肢のない小さな telson（尾節）があつて，そこに肛門が開口しているということが明らかにされた点である。このことは，三葉虫類のなかには，殻皮にみられる分節数と軟体のそれらとは必ずしも一致しないものがあることを意味しており，分類基準や進化傾向としての体節数（殻皮上の）の変異のもつ意義については，慎重に考慮しなければならないことを示唆するものであろう。

一方，三葉虫類の軟体諸構造のうち，生殖器官については目下のところ一切明らかでないのは不思議というべきである。殻甲の外形に認められる系統的な僅少差を雌雄二型としてとらえる研究は若干あるが（例，HU, 1971など），これらについても今後は軟体部構造のレベルで立証されることが必要と思われる。

第三のテーマは，"ダッドレーのコオロギ"(Dudley Cricket: *Calymene blumenbachi*)などで代表されるような三葉虫の身体の"巻きこみ"(enrollment)とそれに関連する諸形質の問題である。三葉虫が身体を丸めるのは，現生のダンゴムシやフナムシなどの比較的多節の節足動物にしばしばみられるのと同じく，外敵からの防御のためであつたろうとする説明が一般に流布している。しかしながら，実際に頭部とその他の各部位とがどのようなメカニズムでかみ合つて丸くなるのか，その接合の機能形態についての研究はまだ十分とはいえぬ段階にある。Asaphid や Phacopid などの前頭部下縁に発達する vincular furrow だけが巻きこみに適合した形態であるはずはなく，環境に応じた生活時の姿勢とからんで，今後一層詳しく調べられなければならない問題であるといつてよい。

B）殻皮構造

受光器官の部分をのぞく三葉虫の殻皮微細構造は，光学顕微鏡はもちろん走査電顕によつて観察されているほか，鉱物学的検討や化学成分，とくにアミノ酸等有機成分の変異についての研究も行

なわれている。

外殻には，殻表にほぼ垂直な向きで様々の直径の小管構造が発達しているのが見出されることも多いが，その機能や成因には複雑な点があるようにみえる。殻表，とくに doublure などに認められるステップ状殻面には，往々にして小孔が開孔し，一説には水流を感知する繊毛の出る穴と解されている。しかしなかには，隣接する砕屑物としての他の生物殻片などと共通に穿孔されている例が見出されていることもあつて，小孔構造が必ずしも生時における機能的な原構造だけとは考え難い事態となつてきた。これらは，一応 fungi, sponges, algae などの微小な穿孔生物による二次的破損構造とみられているが，もしこのような原因による小孔がかなり多いとすれば，殻皮からの有機成分抽出結果を解釈するにあたつて，かなり慎重な扱いが必要となることは自明である。

殻皮の主成分は，知られている限りでは $CaCO_3$ (方解石)であることが圧倒的に多い。しかし，これが果して原成分であるのか，それともアラレ石構造の $CaCO_3$ から変質したものであるかは判つていないし，一部には明瞭な燐灰石 (apatite: $Ca_4(CaCl)(PO_4)_3$) も見出されていて，同じように一次成分か二次的置換や変質によるものか判然とし難いなど，問題が残されている。けれども，燐灰石については，置換の結果と見るむきがいまのところ多いようである。

C) 分類と進化

JAANUSSON の報告したスエーデンのアレニグ階三葉虫は，schizochroal eyes をもちながら一皮下に holochroal eyes を思わせる構造を有し，さらに肋溝 (pleural furrow) が肋小面 (pleural facet) にまでのびるなど，Phacopacea の特徴を具えている。しかし phacopid にはない明瞭な rostral plate をもつ点，中間的な形態であるといえる。

FORTEY と OWENS は，オルドビス紀前期の *Celmus* など，これまで科の位置にすら疑問のあつた三葉虫類の個体発生を研究して，Bathyuracea, Proetacea 両超科を合わせて Proetida 目を新設するのが合理的であると主張している。個体発生のごく初期にあつては，1節のみでしかも後方先端が二叉状となつた尾板の存在が重要である。

Agnostid について広く検討されたところによれば，一般に炭酸塩岩中，とくに堆(bank)状の堆積物中に含まれるものには地方固有型 (endemic forms) が，また遠洋相堆積物中にはむしろ汎世界型 (universal forms) が，それぞれ存在し，しかも1産地では最高6種をこえることはないという。このような共存種数は時代とともに増加する傾向がみられ，カンブリア紀前期にあつては，一産地でわずかに2種が最高である。なお，最近 agnostid の下唇(hypostoma)が詳しく研究され，きわめて特異な形態をもつものであることが紹介された。

*Pseudagnostus* 属の81種についての詳細な研究によれば，この属の頭部および尾部には，それぞれ10列の肉痕が認められ，おそらくは付属肢のつく体節の位置およびその数を暗示するものと考えられている。

D) 退口類

広翼類 (eurypterids) および剣尾類 (xiphosurids) について，分類学，比較解剖学，進化傾向などとともに，匍匐，遊泳，潜行などの行動様式に関する観察，実験例などが活発に報告・討議された。

STØRMER らは，シルル紀後期の大型広翼類 *Mixopterus* などの生痕の研究から，これらは鰓が湿つている短い時間ではあつたが，水中から出て潮間帯の軟泥上を歩行したものと推定している。このとき身体の後半部分は，ちょうど現在のサソリの姿態にみられるように，上方ないしは前方に折り曲げられ，行動のバランスをとつたものとみられている。このように考えると，従来知られているほとんど全ての広翼類の必要以上に長くみえる胸部や尾部のもつ意味がはつきりしてくる。

FISHER は，現生のカブトガニの背甲と中生代 *Mesolimulus* の背甲やその模型などを用いて，甲の仰角（カブトガニは背甲を下にし，仰向けの姿勢で遊泳する）とそのとき後方に生じる渦流の実験から，物理的に最適の体位を推定した。これに関連して，三葉虫の遊泳体位が果してどのような

ものであつたかという点についても議論されたが，結論らしきものは得られなかつた。ただ，尾板の大きい三葉虫類のあるものは，これをパッドじょうに用いてジャンプ気味にスタートすることができたかもしれないという見解は，大方の支持を得ているようであつた。

E）生物古地理

三葉虫類の分布と堆積相とを，プレートテクトニクスの立場による過去の海陸分布と照合し，さらにこれに古海流系を想定しながら，三葉虫群にもとづく古地理を推定する試みが発表された。しかしながら，あまりにも推測部分が多い現今の事情からは，それほど信頼のおける結論を求めるのは無理とする意見も出された。実際，このようにして求めた古赤道域と，おそらく熱帯—亜熱帯性の造礁生物とみられている古杯類（archaeocyathids）の分布との間に大きな矛盾を生じている。

また，科単位での各地区間の類似度をSimpson係数を使つて表わし，それにもとづいて古地理を論じた研究も公けにされたが，これに対しては，地質学的，古生物学的，とりわけ様々な分類学的立場をとる多くの研究者になる，むしろ雑多ともいえる文献からとつたデータの処理は，いかに数理的に正しくとも，結局は数値分析以前の基本的な問題であるとして，コンピューター古地理学の限界を指摘する声も強かつた。

従来の三葉虫動物相は，ふつうそれらに含まれる三葉虫の底生・遊泳性の区別なしに論じられてきたきらいがあるが，この点，区別可能であればそのどちらに準拠するかを明確にしたうえで立論すべきである，という批判は傾聴に値いしよう。また，三葉虫類の古生態ともからんで，これまでの通説となつているような，盲目あるいは巨大な眼をもつものは，利用できる光量の少ない海域，つまり深海底部に棲むものであろうとする考えに対しても，現生節足動物の遊泳性諸幼生の形態から類推すると，巨大眼をもつものはむしろ遊泳性三葉虫の特徴の一つでもあり，他方盲目は軟泥中に潜行して生活する部類におこつた環境適応現象ではないかという考えがのべられた。しかしながら，具体的にどのような相にどのような形態の三葉虫が卓越するかについては，たとえばカザクスタンでの分析例などが紹介されたものの，三葉虫類全般について明らかにされるまでには，まだかなりの時間を要するとの感じが強かつた。

三葉虫群のうち，幼生はもちろん，成体の分布も大洋の海流に大きく支配されるようなグループが，たとえば安定大陸の広い陸棚上に定着した場合を考えると，そこにおける環境の変化や時間の経過とともに，種々の選択要因が働いて，次第にその群の性格をかえてゆき，時には爆発的に分化をとげ，そしてさらに進化するのであろう，といつた一つのモデルが提唱された。しかし，三葉虫類の時空分布は，上述のようなメカニズムあるいはプロセスを十分明らかにできるほどよくは判つていないし，またまつたく異なつた立場からその進化を説明することすら可能であるとして，全体としてかなり批判的な空気があつたことは否めない。

F）Burgess頁岩節足動物

WALCOTT（1911，1912）の研究以来，世界でもつとも著しい化石産出層の一つと認められるようになつたカナダのブリティッシュ・コロンビアの山中深く，Mt. Wapta と Mt. Field とを結ぶ山稜の急斜面に露出するカンブリア紀中期の Burgess Shale からは，これまでに約150種の生物化石が報告されている。これらのうちの大部分は，Burgess Shale にのみ知られる95の独特属に含まれる。

薄い炭質物の膜となつて保存されている様々な付属肢や軟体部の研究は，WALCOTT の資料にさらに1966年と翌1967年とにイギリスの WHITTINGTON を隊長に迎えて行なわれた，カナダ地質調査所の精力的な採集と調査の結果とが加えられて，これまでよりも一層精致な研究成果をもたらしている。（例：SIMONETTI, 1971）

層位学的研究から明らかにされたところによると，この Burgess Shale はドロマイトバンクを切り開いて発達した二つのデルタにはさまれた，ちようど蔭のようになつた局所的静水域に形成されたものである。したがつてその層理はほとんど乱されることのない細粒砕屑物からなるにもかかわらず，堆積速度はかなり大きく，そのために“異常”ともみられるほどに保存良好な小型生物

蔵しているのだと説明されている。現実の頁岩相は，水平方向には NE に向かつとんど垂直に Cathedral Dolomite と呼ば酸塩岩相に移りかわることが認められてい

頁岩中に多い節足動物のうち，*Leanchoi-dneyia*, *Emeraldella*, *Waptia*, *Burgessia*，主として付属肢，それもとくに脚基をな(coxa)や大きく発達した鰓(gill)の構造が究されている。消化管系の形態も見事に復ているが，なかでも興味あることには，例*ydneia* のある個体の腸内に，無関節類iculata) の腕足貝やある種の agnostid の見出され，おそらくは食物としてとりこまのであろうと推測されていることである。うであるとすれば，判つている限りこの三は，底生の生物を摂取していたということ。

gess Shale 節足動物研究の最大の興味は，各種の三葉甲類が分類学上果して三葉虫類ような関係にあるのかという疑問に対しか解剖学的な知見を得ることができるのでかという点にあることは疑いない。しかし，目下のところこれに関して，三葉甲類がと直結するような証拠は何も得られていなつた見方としては，三葉虫の幼型と half ostracod とを比較するものがある。殻皮構造や構成結晶粒の配列方位などに関してしかに両者はよく対応しているし，殻上にた眼をもつていることも他の節足動物とはがつた外部形態上の類似点の一つとされてもちろん両者間の相違点は類似点以上に大であるが，一つの見解として披露されたもろう。

学者としての立場から HESSLER らは，三(亜門 Trilobitomorpha＝三葉甲綱 Tri-dea＋三葉虫綱 Trilobita)が果して甲殻類類の祖先たり得るかについての仮説をのべらによれば，urcrustaceans として一括さ始的な甲殻類をよく調べる必要があるといくとも現在判つているかぎり，食物を口にの付属肢の運動方向は，三葉虫類，三葉甲類ならびに urcrustaceans だけが，腹面側にあつて後方から前方へと送るシステムをもつているからである。

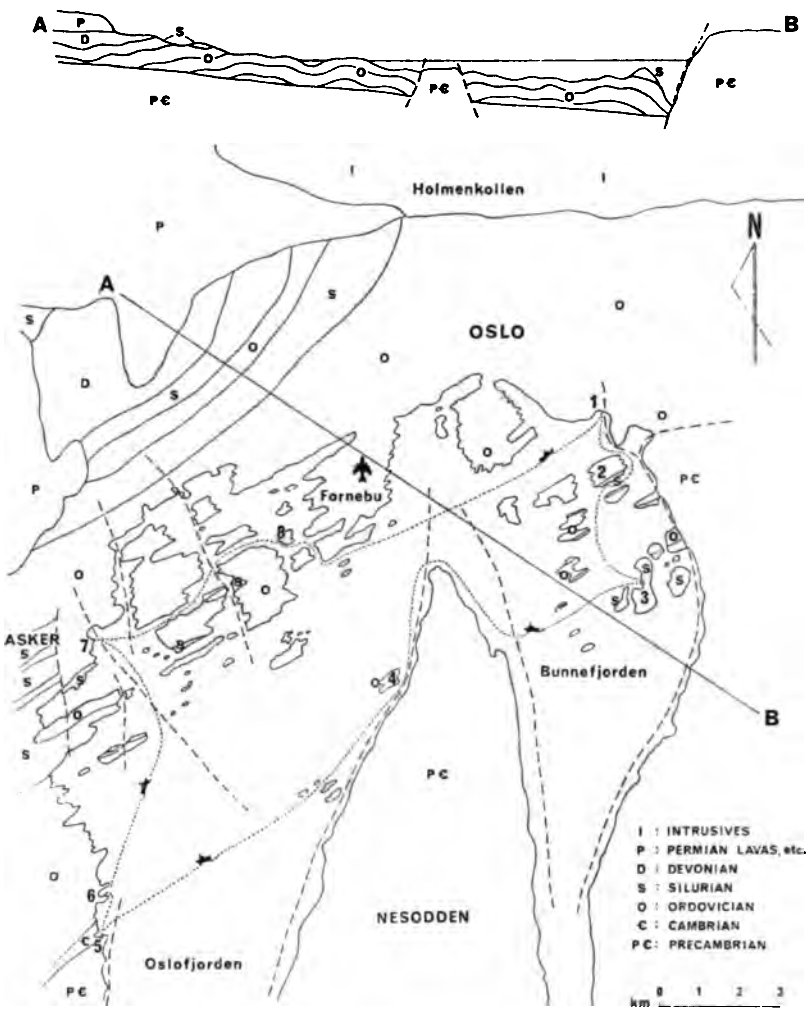
### G) 計測規格に関する自由討論

TEMPLE の呼びかけで，オスロー集会を機会に，三葉虫類の各部位の計測法とその規格化に関して有志の討論会を開きたい旨，事前に参考資料をつけて連絡プリントが配られていた。彼が示した試案に対しては，出席した人達以外からの意見を含めて，かなり多くの回答が寄せられていたのであるが，大方はその趣旨には賛同しながらも，具体的細部にわたつては必らずしも良い一致をみているわけではなく，いろいろと複雑な問題点が指摘されていたようである。

オスローにあつても，2日間にわたつてかなり突込んだ議論がもたれたにもかかわらず，早急に計測の規格化実現の見通しは困難であり，今後もしかるべき討議を重ねるよう努力しようといつた線でまとめられる結果にとどまつた。しかしながら，その目的とするところにはたしかに注目すべきであり，国際的な情報処理の方向に沿う動きは必要と感じられるので，ここには簡単にその印象と私見とを記しておく。

正しい計測には正当な座標の設定が必要であることはいうまでもない。今回の討議に際しては，SHAW (1957) が最初に提案したように一応背面または側面からの正射投影によるイメージの線分の長さ，あるいはそれらのなす角度などに主眼をおいた，いわゆる単方位法 (single-orientation method) についてのみ論じられた。しかしながら，実際に当つてみると方位をかえての測線もまた大切であり，とくに甲高で強い曲率をもつ三葉虫類については，方法の繁雑さをいとわず，適切な多方位法 (multiple-orientation method) が是非とも必要である。また，各部位の長さの比のとり方やその意味づけについてはまだ十分に検討するところまでいかなかつたけれども，すでに ZORN (1972) も指摘しているように，相対成長，他種との比較，統計的処理などにあたつて，これは必らず吟味されなければならない問題である。

討論のなかでもつとも力点のおかれた内容の一つに，計測法が規格化されることによつてコンピ




第１図　オスロー近郊の地質略図

ューター利用の情報処理などに便利となる一方，万人のアイデアをすべて活かすわけにもいかないので，いきおい利用し易いかあるいはたまたまそれに適つた目的をもつている一部の人々だけのメリットを生むにとどまるおそれがあるという点があつた。加えて，画一的な計測とそれにもとづく比較は，ある程度の客観性をもたせるには役立つても，形態解釈についての研究者一人一人の独創性を妨げることにもつながるおそれがあるとし，とくに三葉虫類のようなむしろ高等な生物に関する計測の精神は，本来各測定者の自由に任せるべきであるという見解がかなり強かつたことは注目しなければならない。

結果として，多様性のはなはだ大きい三葉虫について，最低どのくらいの計測とすれば便利であるかということの判定は，研究者によつて千差万別であり，そう簡単にまとまる筈のものではなかろうという認識が得られたことになる。今後は，このような事情をふまえたうえで，さらに建設的な討議がなされるであろうことを期待したい。ふつう，生理学や人類学などで用いられている各種の計測法のように，誰かが試案的に提出したもの

第1表　オスロー周辺の古生界層序表。堆積速度の数値（右欄）は BJøRLYKKE (1973, p. 428, fig. 9) による。

| | | OSLO REGION | | CORRELATION WITH GREAT BRITAIN | OSLO —— ASKER | | AVERAGE SED. RATES |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | SERIES | STAGES & SUBSTAGES | | Thickness in m | LITHOSTRATIGRAPHIC UNITS | mm/$10^3$ys |
| SILURIAN | Upper | Ringerike Series (10) | 10 | Downtonian<br>---?--- | .ca. 500 | Ringerike sandstone | >100 |
| SILURIAN | Upper | Upper Spiriferid Series (9) | 9g<br>9f<br>9e<br>9d<br>9c<br>9b<br>9a | Ludlovian<br>---?--- | 200 | Shale with Leperditia norvegica<br>Favosites limestone<br>Chonetes limestone<br>Limestone with Howellella sp.<br>Shale and limestone with Leperditia phaseolus<br>Lst. & Sh. with Camarotoechia nucula | 30 |
| SILURIAN | Upper | Lower Spiriferid Series (8) | 8d<br>8c<br>8b<br>8a | Wenlockian<br>---?--- | 100-130 | Malmøy limestone<br>Limestone with Rhynchotreta cuneata<br>Monograptus shale | |
| SILURIAN | Lower | Pentamerus Series (7) | 7c<br>7b<br>7a | Llandoverian | 115-150 | Crinoid shale + Stricklandia lirata limestone<br>Pentamerus limestone | |
| SILURIAN | Lower | Stricklandia Series (6) | 6c<br>6b<br>6a | | 150-170 | Sh. & calc.sst.w. Stricklandia lens<br>Calc. sst. with Plectatrypa<br>Sh. & calc. sst. w. Climacogr. normalis | |
| ORDOVICIAN | Upper | Tretaspis Series (4c-5b) | 5b<br>5a<br>4d<br>4cβ-γ<br>4cα | Ashgillian<br>- - - - - - - - - - | max.30<br>45-80<br>55-90 | Calcareous sandstone formation<br>Gastropod limenstone, etc.<br>α-γ Isotelus sh.(α,γ) & lst.(β)<br>Up Tretaspis sh.(γ) & Tretaspis lst.(β)<br>Lower Tretaspis shale | 13 |
| ORDOVICIAN | Middle | Chasmops Series (4aβ-4b) | $4b\delta_2$<br>$4b\delta_1$<br>4bγ<br>4bβ<br>4bα<br>4aβ | Caradocian | 120-165 | Upper Chasmops limestone (10-25 m)<br>Upper Chasmops shale<br>Lower Chasmops limestone<br>Lower Chasmops shale<br>Ampyx limestone | 7.3 |
| ORDOVICIAN | Middle | Ogygiocaris Series (4aα) | $4a\alpha_{3-4}$<br>$4a\alpha_{1-2}$ | Llandeilian<br>Llanvirnian | 70 | Ogygiocaris shale<br>Upper Didymograptus shale | |
| ORDOVICIAN | Lower | Asaphus Series (3b-c) | 3cγ<br>3cβ<br>3cα<br>3b | Arenigian | 10<br>10 | Endoceratid limestone / Asaphus shale / Megistaspis limestone } Orthoceras limestone<br>α-ε L. Didymograptus sh. (=Phyllograptus sh.) | 1.65 |
| ORDOVICIAN | Lower | Ceratopyge Series (2e-3a) | 3aγ<br>3aα-β<br>2e | Tremadocian | 20 | Ceratopyge limestone<br>Ceratopyge shales<br>α-δ Dictyonema shale | |
| CAMBRIAN | Upper | Olenid Series (2a-d) | 2dε<br>2dα-δ<br>2c<br>2b<br>2aβ<br>2aα | Olenus Series | 45 | Acerocare<br>Peltura<br>Leptoplastus & Eurycare<br>Parabolina spinulosa<br>Olenus & Agnostus obesus<br>Agnostus pisiformis<br>} Alum shale with stinkstone concretions | 1.25 |
| CAMBRIAN | Middle | Paradoxides Series (1c-d) | 1d<br>1cβ-δ<br>1cα | Paradoxides Series | 20 | Paradoxides forchhammeri<br>Parad. paradoxissimus<br>Basal cgl. | |
| CAMBRIAN | Lower | Holmia Series (1a-b) | 1bβ<br>1bα<br>1aβ<br>1aα | Olenellus Series | | | |
| UNDERLYING | | | | | PRECAMBRIAN (PRE-SPARAGMITIAN) | | |

が次第に滲透し，多くの研究者の実用による検証と改良の積み重ねのうえで，一般的ないしは国際的に定着するというのが好ましい方向であり，会議で決めるという，いわば半ば強権発動的なプロセスでは解決のつかぬ問題ではないかという印象が強い。

## IV　大学・博物館の見学

セションの合い間にあたる4日の午後は，休息を兼ねて有志の人達のためにオスロー大学地質学教室と，大学付属の古生物学博物館へのバスが用意され，各自思い思いに見学させてもらうことができた。

古生物学博物館は，動植物の博物館とともに教室とは別のキャンパスにあり，手入れの行きとどいた公園のように美しい植物園の中に建っている。研究室も含むこの博物館には，さすがにその歴史を誇るだけの見事な標本が揃っている。ことに先カンブリア系の各種岩石や，珍しいアルカリペグマタイト産の様々の鉱物には，目を見はるものが多い。

化石では，もちろん三葉虫類がいくつかのケースにびっしりと，それも原記載の模式標本類が並べられているほか，旧赤色砂岩産の巨大な広翼類や魚類の展示も素晴しい。オスロー市街からも多産する筆石類は，実物教育用として展示ホールの中央に，大きな箱に山積みにしてあり，誰でもそれを手にとって見ることができるようにしてあるなど，さすがに産地国を感じさせるアイデアである。また別のホールには，美しく色で塗り分けたオスローフィヨルドの立体地質模型が据えてあり，展示標本の産地やその地質学的背景を知るのに至極便利にできている。

なお，館入口の売店では，*Asaphus expansus*, *Chasmops extensa*, *Holmia kjerulfi*, *Ogygiocaris sarsi* などの大型三葉虫をはじめ，*Discoceras* など地元産出の著名化石を型どった精巧な黒塗り石膏模型，いくつかの鉱物標本，オスロー周辺の1/5万地質図とその案内書などを扱かっている。ただし，係の老婦人が，残念ながら北欧語以外はまったく解しないのには，いささかのとまどいを味わったものである。

## V　オスローフィヨルド巡検

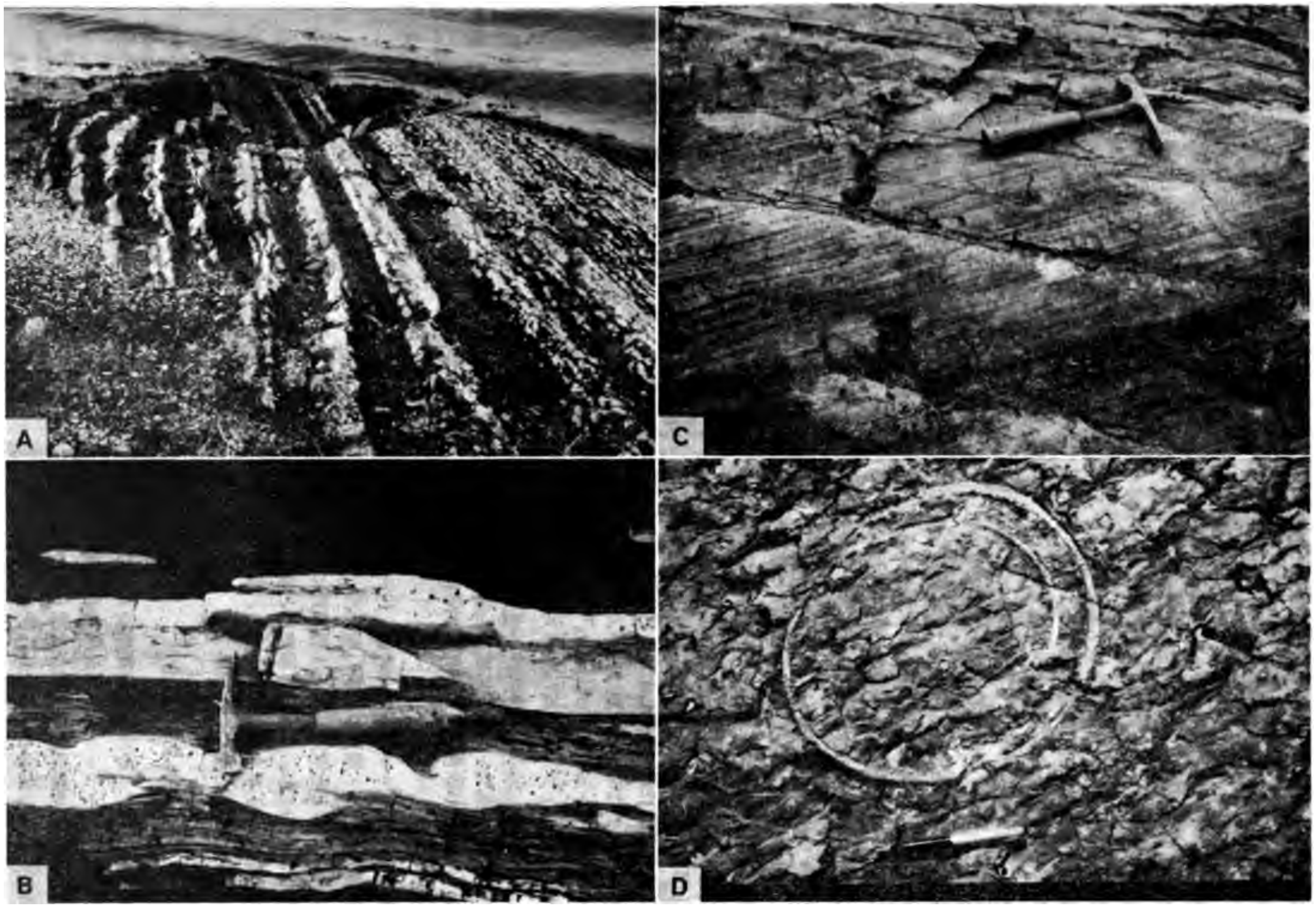
集会最終日の8日には，一同とその家族総出で，ピクニックを兼ねたオスローフィヨルドへのボートトリップが賑やかに催された。

オスロー地方の地質構造や，バルト楯状地とカレドニア山地とのつなぎ目としてのその意義などについては，すでに小林(1961)が解説しているので，ここには敢えて繰り返さない。

会議の行なわれたVoksenåsenや，スキージャンプのある有名なHolmenkollenの丘は二畳紀の溶岩や閃長岩類からなる一方，海に面したオスロー市街一帯には，含筆石頁岩層や層状～小レンズ状石灰岩層(BJØRLYKKE, 1973)を主とするオルドビス系が大きな複背斜を構成しながら分布し，ビルの工事場や自動車道路の切割りなどにもよく露出している。それらの含化石層は上述の閃長岩類の貫入をうけていて，山側に近づくにつれていちじるしくホルンフェルス化しているのが認められる。

オスローフィヨルドには，基盤をなす先カンブリア系の花崗岩類と，その上に堆積したのであるが現在は断層で接しているカンブリア紀からシルル紀にかけての地層が，低い丘陵や島を形造りながら分布している。とりわけ，これらの中・下部古生層の岩石は，NE-SW方向の褶曲軸に強く支配された地形を呈して広く露出し，各所で多種多様の化石を産出している。島々にはふつう背斜軸がみられる(第1図)。

ボートトリップは，オスローのボートハーバー(1)をふり出しに，オルドビス－シルル系からなるHovedøy島(2)，Malmøy島(3)など(第2図)を経てNesoddenの先カンブリア地塊とIldjernet島(4)との間の急峻な断層崖にそつて西南に向かい，Slemmestadの上部カンブリア系化石産地(5)とそのすぐ北のBjerkåsholmen(6)における下部オルドビス系の典型露頭を訪ねる。ここでは，*Ceratopyge* Seriesの3aαから*Asaphus* Ser.の3cγ(Endoceratid石灰岩)までが見事に発達している。ボートはさらに北上してHolmenskjaeret(7)の上部オルドビス紀*Palaeoporella*石灰岩層に至つたが，このとき一天にわかにかき曇つて，スコール気味の強い雷雨と風とに見舞われたために，予定を変更してFornebu空港東岸でのオルドビス紀化石採集を割愛し，晴れ間をみて一寸南に浮かぶKjeholmen島(8)の*Illaenus*帯に立寄り，礫のように丸くみえる




第2図　Hovedφy 島のオルドビス系 (A, B) とそのうえに印されたオスローフィヨルド形成時の擦痕(C)，ならびに Malmφy 島のシルル系層理面にみられる長大なクリノイドの巻いた茎化石(D).

*Leonaspis* の列を打っていたと考えられる事前に　延べ 50 km もの時間にわたった巡検旅行であることを感じさせていたのであった。

狭いフィヨルドを除いた，名だたるノルウェーの時間に移りつあり，層序の詳しい観察などを行う余裕はなかったけれども，オスロー地域に古生界の概要を知るには充分であった。なかなかまとまった露頭にまで恵まれていない部分も多い地帯であるなかには，化石の保存がよくて，下部カンブリア系から上部シルル系までを合わせても厚さ 1500 m に満たないような，きちんと成層した頁岩と泥灰岩，石灰岩の多い岩相の発達なところは，とくに興味をひかれた。また，黄鉄鉱結晶の多いカンブリア系の頁岩ノジュールを割ると，agnostid 三葉虫がまるでノリが集まったように密集している様や，*Megistaspis* の長径 10 cm をこす大きな尾板が，他の endoceratid 頭足類とともに海岸の岩にいくつも着いている産状には，まことに目を見張るものがあった。

最上部シルル系からデボン系にかけての，いわゆる旧赤色砂岩である Ringerike 砂岩層は，この巡検ルートにはみられなかったが，別の日に組まれていたレディースプログラムでは，オスロー北西のティリフィヨルド方面へのバストリップがあり，STØRMER 夫人，HENNINGSMOEN 夫人らの案内で，蜂ノ巣サンゴなどに富む上部シルル紀石灰岩とその上の赤色砂岩類を見学する機会もあったという。

なお，このオスロー巡検のために，ルート，産地の詳細図，岩相・層序の説明，断面図，主要化石のスケッチなどを収載した A 4 版 30 頁にわたるパンフレットが配布され，産地から産地へと移動する船中でなされた丁寧な解説と相まって，参加者一同へのよいガイドとなった。

## VI　あとがき

三葉虫類に関する専門的な国際集会としては，実はこのオスロー・ミーティングが最初の試みであったという。招待講演者の適切な人選もあって，たいへん有意義な集会となったが，閉会の挨拶では，いよいよこの会を是非とも続けて持ちたいという趣旨の発言があり，また参加者多数の強い要望をも考慮して，次回は数年後に Bohemia で開けるように努力しようということにきまった。

国際情勢，資金の調達，参加者の選衡など難関も少なくないと思われるが，ミーティングばかりでなく，アメリカやオーストラリア等においてもこの種の会合が開催されるならば，その意義や成果は決して小さくはないであろう。また中国や朝鮮の材料をのぞくと，全体として三葉虫研究の立ちおくれが目立つアジア諸国にとっては，できるだけ多くの研究者がこういった機会をとらえて出席し，他の地域における実情に接するとともに，広く世界の知識を吸収しその趨勢を正しく把握しておくことが，きわめて大切であることは論をまたない。

素晴しい標本に満ちた古生物学博物館の陳列に「さすがは産地国ですね！」と感歎の声をあげる人達に対して，「いやそれはやはり300年の歴史があってこそはじめてできることなので，いつでもすぐにこんなに集められるものではありませんよ。」との説明が返ってきたとき，判っていたとはいえ，古生物学のもつ重みを今更のようにひしひしと感じざるを得なかった。

三葉虫が発見(1891年)されてから約80年，その研究・探査が軌道にのりはじめたのが，ようやくにしてここ10年位というわが国の事情と思い較べるにつけても，このオスローミーティングは，いつわらざるところ，羨しいかぎりの集会であった。

## 参 照 文 献


BERGSTRÖM, J. (1973) : Organisation, life, and systematics of trilobites. *Fossils and Strata*, *no*. 2, 69 pp, 5 pls., Universitetsforlaget, Oslo.

BJØRLYKKE, K. (1973) : Origin of limestone nodules in the Lower Palaeozoic of the Oslo Region. *Norsk Geol. Tiddskr.*, *vol*. 53, *no*. 4, 419–431.

CLARKSON, E.N.K. (1973 a) : The eyes of *Asaphus raniceps* DALMAN (Trilobita). *Palaeontol.*, *vol*. 16, pt. 13, 425–444.

(1973 b) : Morphology and evolution

of the eye in Upper Cambrian Olenidae (Trilobita). 同上, *vol*. 16, pt. 4, 735-763.

DALINGWATER, J. E. (1973) : Trliobite cuticle microstructure and composition. 同上, *vol*. 16, pt. 4, 827-839.

ELDREDGE, N. (1971) : Patterns of cephalic musclature in the Phacopina (Trilobita) and their phylogenic significance. *Jour. Paleont.*, *vol*. 45, *no*. 1, 52-67, pls. 13-14.

HENNINGSMOEN, G. (1973) : Trilobitter i Norge. Universitetet i Oslo, Paleontologisk Museum. 35 pp. (Mimeographed)

HOLTEDAHL, O. & DONS, J. A. ed. (1966) : Geological Guide to Oslo and district (text to geological map of Oslo and district, scale 1 : 50000), 2 nd ed., 118 pp.

HU, C. H. (1971) : Ontogeny and sexual dimorphism of Lower Paleozoic Trilobita. *Palaeontogr. Amer.*, *vol*. 7, *no*. 44, 2-155.

KOBAYASHI, T. (1960) : Studies on trilobites in last three decades. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, *N. S.*, *no*. 37, 230-237.

小林貞一(1960) : 三葉虫の自然分類について. 地質学雑, *vol*. 66, *no*. 779, 538-546.

——(1961) : 北欧の地質とオスロー地方の地質巡検—バルト楯状地とカレドニア山地とそのつなぎ目—. 地学雑, *vol*. 70, *no*. 3 (722), 3(105)-19(121).

ROBISON, R. A. (1971) : Hypostoma of agnostid trilobites. *Geol. Soc. Amer., Abstr. with Programms*, 3.

——(1972) : Mode of life of agnostid trilobites. *Proc. 24th Intern. Geol. Conger. Montreal*, *Sect*. 7, *Paleontology*, 33-40.

SHAW, A. B. (1957) : Quantitative trilobite studies, II. Measurement of the dorsal shell of non-agnostidean trilobites. *Jour. Paleont.*, *vol*. 31, *no*. 1, 193-207.

SIMONETTA, A. (1970) : Studies on non-trilobite arthropods of the Burgess Shale (Middle Cambrian). The genera *Leanchoilia*, *Alalcomenaeus*, *Opabina*, *Burgessia*, *Yohoia* and *Actaeus*. *Palaeontogr. Italica*, *vol*. 46, (*n. ser.*, *vol*. 36), 35-45, pls. 23-32.

STRÜMER, W. (1964) : Einige besondere Ergebnisse der Anwendung von Röntgenstrahlen in der Paläontologie. *Dtsch. Röntgenkongress*, 1963, 23-25. Stuttgart.

——(1969) : X-ray examination of palaeontological object. *Electromedica*, 2/1969, 48-50.

——(1970) : Soft parts of cephalopods and trilobites: Some surprising results of X-ray examinations of Devonian slates. *Science*, *vol*. 170, *no*. 3964, 1300-1302.

TOWE, K. E. (1973) : Trilobite eyes: Calcified lenses in vivo. *Science*, *vol*. 179, *no*. 4077, 1007-1009.

WALCOTT, C. D. (1911) : Middle Cambrian Merostomata. *Smith. Misc. Coll.*, *no*. 57, 17-40.

——(1912) : Middle Cambrian Brachiopoda, Malacostraca, Trilobita and Merostomata. 同上, *no*. 57, 145-228.

(1974年4月30日受理)

地学雑誌 83, 4 (1974)

# 1974年伊豆半島沖地震の地震断層とそれにともなう被害

松田磐余* 田村俊和*

# The Faults and Disasters Associated with Izu-Hantô-Oki Earthquake on May 9 th, 1974

Iware MATSUDA and Toshikazu TAMURA

## まえがき

1974年5月9日朝，伊豆半島南端部付近に中規模の地震が発生し，このとき同地域には主としてNW ないし WNW 方向の地震断層がいくつか生じた。この地震による各種被害には，単なる振動によるものだけでなく，断層の活動そのものによるものや，断層線に関係したものが多く含まれている。

## I 地震の概要と各地の震度

今回の地震に関する気象庁の地震情報のあらましは下記のとおりである。

発震時：1974年5月9日午前8時33分27.3秒±0.3秒。

震 源：138°48′±1′E, 34°34′±1′N.（石廊崎南南西約5 km)。

深さ 10 km。

規 模：M 6.9

各地の震度：V 石廊崎，IV 網代，大島，利島，静岡，三島，横浜，館山。III 東京，前橋，浜松，名古屋，飯田，三宅島，甲府，秩父，河口湖，

これによると伊豆半島南端部では，最大100～250 gal 程度の加速度が地表に加わったことになる。この地域内のさらに細かい震度の差異をみるために，5月11日～16日に約40地点で墓石の転倒状況を調査した。

地震力を静的水平力と仮定すれば，転倒方向に抵抗する墓石底面幅と墓石高さとの比から，地震時に墓石に加わった加速度が求まる。盛土や台座の組石による振動の増幅の効果がみられるような墓石，および台座からの落下によって転倒したおそれのある墓石を除き，個所の墓地内で，転倒・不転倒の墓石をそれぞれ10個以上計測した。そして，転倒墓石と不転倒墓石のそれぞれが示す加速度の中間値をその地点の最大加速度と推定した。

それによると，第1図に示すように，南伊豆町のほとんどの地区で，300 gal 以上の加速度を経験したことになる。とくに，南西端の石廊崎，中木，入間の各部落では，400 gal に達している。これらの部落は，後述するように，今回の地震時に活動した断層に近接する地区である。また，この推定最大加速度の分布は推定震央を中心とする同心円状ではなく，リニアメントや地質断層に沿つて延び，等値線が描きにくい。これは後述の既存の断層に沿う特異な振動の伝播を裏付けるものかも知れない。

ところで，この墓石の転倒による最大加速度の推定には若干の問題がある。一つは，この地域の墓地はすべて山腹斜面にあるため，地形的高まりによる振動の増幅を受けていることである。もう一つは，地震力を静的水平力と仮定したことで，これは今回のように震源が近い場合には問題となろう。

## II 地震断層

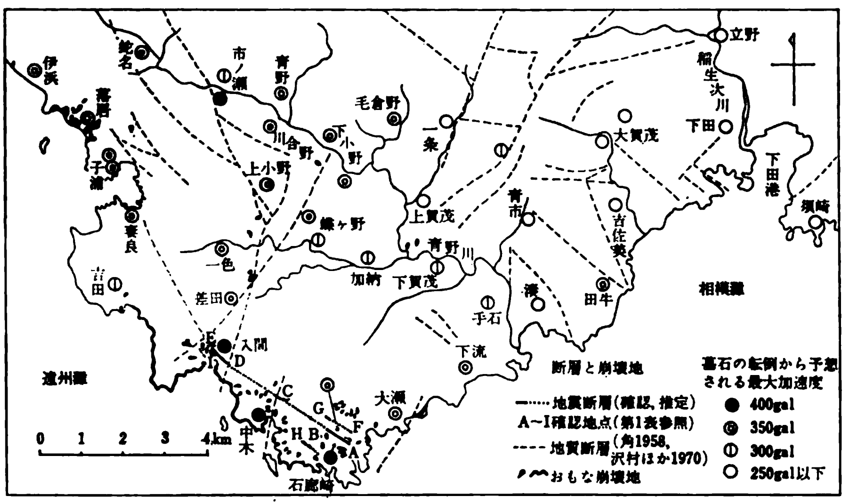
筆者らは石廊崎から入間に至る区間の9地点

* 東京都立大学理学部地理学教室
Tokyo Metropolitan University.

第1表　確認された地震断層

| 位　置 | 断層面 | | 移動量 (cm) | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | 走　向 | 傾　斜 | 水平移動 | 鉛直移動 | 実移動 |
| A | N 75° W | 80° S | 右　30 | S上り　13 (逆) | 33 |
| B | N 50° W | 90° | 右　40 | S上り　15 | 43 |
| C | N 35° W | 50° N | 右 | N上り　(逆) | 8? |
| D | N 40° W | 80° S | 右 | S上り　10? (逆) | 不　明 |
| E | N 40° W | 70° N | 右　27 | N下り　18 (正) | 33 |
| F | N 70° W | 85° N | 右 | N上り　(逆) | 不　明 |
| G | N 75° W | 70° N | 右　3? | 不　明 | 不　明 |
| H | N 50° W | 85° S | 右　10? | S下り　(正) | 不　明 |
| I | N 35° W | 50° N | 右 | 不　明 | 不　明 |

位置は第1図および第3図に示してある.




第1図　断層と崩壊地および予想最大加速度

で，今回の地震時に活動した断層を確認した。それらを第1表にまとめて示す。また，位置は第1図に（石廊崎，入間両地区についてはさらに大縮尺の第3図にも）記入してある。

断層はいずれも NW ないし WNW の走向を持ち，高角度の右横ずれ断層である。これらのうちA～Eはほぼ一直線上に並び，同一の断層の可能性が高いが，BC 間および CD 間の山地斜面では連続が確かめられなかつた。

A（写真1）は石廊崎部落東端の民家裏の凝灰角礫岩を削つたほぼ鉛直の人工崖である。5月12日の観察では，断層面は接触し，厚さ数 mm の暗褐色の断層粘土が付着したみごとな鏡肌がみられた。人工崖は2段になつていて，写真1はその下段である。上段では上盤側の鏡肌に第2図のような条線が認められた。これから上盤は下盤に対して，相対的に，初めは N 75° W—80°S の断層面に沿つて N75° W方かつ水平より17° 下方に10 cm 動き，ついで，同じ面に沿つて N75° W方かつ水平より35° 上方に31 cm 動いたことがわかる。すなわち正断層的な右横ずれの後に，移動量のより大きな逆断層的な右横ずれがおこなわれたことになる。最初の動きで，下盤から離れてしまつた部分にのみ，最初の動きの条線が後の動きで消さ

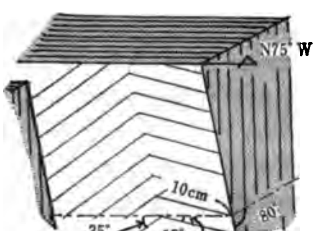
れずに残ったのである。

B（写真2）は石廊崎部落西端の民家裏にあるほぼ鉛直な人工崖である。崖を構成しているのは褐色の粘土化した凝灰岩風化層で，Aの構成物質に比べれば固結度は著しく低いにもかかわらず，みごとな鏡肌が形成されている。断層面は接触型である。

A・B両地点の間は，幅30～80mの谷底で，堆積物の厚さは，せいぜい2～3mと思われる。この区間では，ほぼ両地点を結ぶ線上に，走向N45° WないしN60° Wの断層そのものと思われる長い地割れと，それに斜交する走向N25° WないしN35° Wの地割れが多数形成され，その上に建つ家屋が著しく破壊されている（第3図）。



写真1 石廊崎部落東端のA地点でみられた地震断層




第2図 A地点上段の上盤にみられる条線（模式化してある）

この地割れの走向は，断層が右横ずれを示すことと調和的である。

Cは中木部落北方の県道16号線東側の法面である。断層運動のセンスはわかるが（第1表），移動



写真2 石廊崎部落西端のB地点でみられた地震断層



写真3 入間部落北西端のE地点でみられた地震断層




第3図　石廊崎(右)，入間(左)の地震断層と被害

家屋被害　大：倒壊および現在とりこわし中の家屋を含めて復旧が極めて困難な家屋，および，骨組の被害が著しく大修理を要する家屋．
中：壁の大亀裂および基礎の亀裂が2カ所以上ある家屋および屋根瓦$^1/_3$～$^1/_2$が落下している家屋．
小：被害の軽微な家屋．

量を正確には求められない。5月12日の観察では，断層面に沿つて幅約6cmの開口が認められ，それを含めて実移動量は8cm程度と推定される。

Dは入間部落南東側の谷底の水田で，少なくとも厚さ数mの沖積層が存在すると思われる地点である。それにもかかわらず落差10cmの断層が形成され，5月15日には，それと谷底を横断する比高約3mの段とが交わる地点で，移動量不明ながら右ずれの傾向が認められた。これはさらに南東方に畑の中の地割れあるいは草の倒れた線として連続するが，数10mほどで薮の中に消える。

Eは入間部落北西端の山麓を削つた宅造地で，人工平坦面および崖面には火山礫凝灰岩が露出している。そこに写真3に示す断層が認められた。5月14日の観察では断層面は接触型である。断層面と崖面の交線に小さな崩壊があるため，水平移動量や実移動量は直接には求められない。しかし，断層の両側の崖面の比較から右横ずれであることは容易にわかる。また，落差は人工平坦面のずれから求められる。さらに，上盤側の鏡肌に，N 40° Wに向つて水平より下向き35°の傾きをもつ条線が観察された。これらから第1表に示した移動量を算出した。なお，北下りの落差は，南東に向つて10mにつき5cm程度の割合で小さくなるようである。

DとEとの間に広がる入間部落では，家屋や道路，護岸などの破損が，石廊崎部落のようにきわめて狭い地帯に限定されてはいないが，やはりDE両地点を結ぶ線上で著しい(第3図)。なお，Eの北西約100mの所には，今回の地震で生じた比高数10mの崖くずれがあり，その上部には，断層崖の疑いのある走向N 35° Wの平滑な急崖が認められた。

Fは，石廊崎バス停のあるレストハウス裏の崖で，センスは判定できるものの，移動量は求められない。しかし，水平・鉛直移動とも数cm程度と思われる。5月14日には，断層面に幅7cmの開口が認められた。

Gは石廊崎部落北西方の県道から分れて富士山方面に登る道路の路面および法面で，断層そのものは以前から存在したものと思われる。FとGとは，位置，走向，センス等からみて，同一の断層の可能性もある。

Hは海上保安庁石廊崎受信所の北北東約300mの県道の法面と路面で，これも以前から存在した断層が再活動したものと思われる。この地点の南東約500mの山腹～山頂にも，ほぼ同一走向の亀裂が望見された。この断層はさらに南東へ石廊崎灯台付近まで続くらしい。

Iは入間西方のE地点の南に隣接し，宅造地の登るコンクリートの石段およびその側壁に，わずかな右横ずれが認められる。

以上に述べた断層のうち，A～Eは位置，断層間の走向・傾斜，移動の向きおよび移動量などからみてほぼ一連のもので，これは今回生じた最大の地震断層と思われる。このうち連続のほぼ確認されたA～BとD～Eを，それぞれ石廊崎断層・入間断層と名付ける。走向，傾斜，延長，移動量は両断層ともほぼ等しく，それぞれ NW ないし WNW，ほぼ鉛直，約0.5 km, 右横ずれ約 30～40 cm，S上り約10～20 cm である。AからEまで連ねると約4.5 km に達する[1)]。

これに対して F, G, H, I は移動量も小さく，あまり連続しないようである。しかし横ずれの向きはA～Eと同じである。これらは石廊崎・入間断層に付随する副断層であろう。

ところで，伊豆半島南部に中新統を切る NW—SE および NE—SW の多数の地質断層が存在することは，従来から知られていた（角1958，沢村ほか1970）。それらはやや整理された形で垣見ら(1972)の Neotectonic Map に採用されている。これら既製の地質図には，NE 系の断層が，NW 系の断層を切るように表現されている。しかし，村井・金子(1973)は，NW 系の断層の一部にのみ活断層地形を認め，さらにその一部には右横ずれ変位を認めている。そして NE 系の断層は，蛇石火山を切るもの以外は活断層と考えていない。彼らの第７図には，筆者らの石廊崎断層，入間断層を連らね，それをさらに NW ないし NNW に延長したものとほぼ一致する位置に，移動方向不明の lineament が記入されている。なお，伊豆半島の E—W ないし NE—SE 方向の活断層で左横ずれ成分をもつ断層は一つも知られていない(垣見1974，松田1970)。

今回の地震時に活動した地震断層はこのように従来からの予想をほぼ裏付けるような形で発生した。しかしこれらの従来から想定されていた活断層で変位していた地形に，その形成年代のわかっているものがないため，平均的な移動の速さを求めて今回の移動量と比較するようなことはできない。また個々の例を詳しく検討すれば，地形的に想定された活断層よりわずかにずれた位置に，今回の地震断層が生じた例が多い。さらに C, E, F, G, Hなどでは，露頭で認められる走向・傾斜のほぼ等しい多数の地質断層のうち，一つだけが今回動いている。

1）本稿脱稿後，山崎晴雄氏（都立大大学院）は妻良南方で，石廊崎・入間断層の延長と思われる断層を発見した。また妻良や子浦にも地震断層の疑いの濃い現象が見出された。これらを含めると石廊崎・入間断層の長さは約 10km に達する。詳しくは下記参照。田村俊和・松田磐余・山崎晴雄（1974）：1974年伊豆半島沖地震の地震断層と斜面崩壊．第11回災害科学総合シンポジウム論文集（印刷中）．

## III　地震断層にともなう被害

建物の損壊は，南伊豆町南～西部の石廊崎，中木，入間，妻良，子浦，伊浜などに多発し，同町の北の部落や，下田市の旧市街地ならびに田牛（とうじ）にもみられた。これらのうちには，中木部落を典型例とするような山崩れによる被害も含まれる。その他，下田市のように軟弱地盤地域での振動による被害もあるが，単なる振動によるだけでは説明できない被害が数多くみられる。それは，基礎が切断されたり，建物が基礎からほうり出されたような様相を呈する被害である。



写真 4　石廊崎部落でみられた建物の基礎の被害。地点は第３図参照。

石廊崎部落では，前述した石廊崎断層そのものと思われる地割れや，それに右前方から斜交する多数の地割れが，地割れを横断している建物の基礎を直接せん断したと考えられる被害が多い（写真4）。そのため，壁の亀裂などの被害も，基礎に近いところほど著しく，上部にいくにしたがつて減少している。また，1階の部分しか被害を受けていない建物も多い。しかし，倒壊はしていなくても基礎が破壊されているので，修理が不可能で，全面的な取り壊しを要する建物が多い（写真4）。また，このような被害の著しい建物の分布は，石廊崎断層をはさむ幅約 20～30 m の地帯に限られ，それを離れると被害は著しく軽減する（第3図）。



写真 5　入間部落でみられた基礎と柱との変位を示す被害．地点は第3図参照．

これらの事実は，前記の石廊崎断層の性状や，この地区に新期の堆積物がほとんどないことを考えあわせて，地震断層の直接的表現と思われる。すなわち，上述の被害は，振動よりも地盤の急速な変位によつてひき起されたものである。住民はこれを，「床下を何かが走り，気がついたら家が壊れていた」と表現している。

入間部落でみられた被害の一例を写真5に示す。基礎に対して家屋が相対的に変位している。その方向は，断層（DE を結ぶ線）の北東側では NNW ないし NW，両側ではSないし SE である。これは地盤がそれと逆向きに動いたことを示し，断層が右ずれである事実と調和する。写真の例は，断層のすぐ北側で，基礎に対して家屋が N 10° W に 30 cm ずれている。

入間部落の被害には，盛土の崩壊による大規模な不同沈下や，建物の傾斜がみられ，地盤に起因した災害と受けとられやすい。しかし，前述した被害のほかに，建物の基礎など地盤に近い構造ほど大きい被害を受けていることを考えあわせると，被害の主因は部落を横切る断層の活動とみなし得る。

なお，入間部落では被害家屋の分布は，DE を結ぶ線には沿うものの，石廊崎部落の場合ほど狭い地区に限定されてはいない(第3図)。これは，この地区には沖積層および盛土(いずれも砂質土)があわせて少なくとも10数 m は存在するために，断層運動の影響がやや拡散されて現われたものと解釈できる，なお，この他に，被害が NE 方向に延びて分布しているようにも思われる。しかし，その方向の地震断層の証拠は得られなかつた。あるいは，この方向の既存の断層が，それ自体は活動しなくても，それに沿つて特異な振動を伝えたのかもしれない。このようなことは，1965年4月20日に清水付近に若干の被害を与えた地震の際に指摘されたことがある（松田・柴野1965，門村1966)。

妻良，子浦両部落の建物被害は，石廊崎や入間ほどではないが，著しい。その被害は石廊崎などと異なり，建物の2階部にも及んでいる。いつぽう棟瓦の陥没が目立つ点は，石廊崎・入間と同様である。被害の著しいのは，浜に近い砂地盤の地区や，谷底の低地で，地盤の性質と関係づけられそうである。下からの衝撃の後に，横揺れにより被害を受けたと考えられる。

妻良，子浦の両部落は，村井・金子(1973)の図では石廊崎・入間断層の延長上に位置しているが，地震断層の証拠は露頭では得られなかつた。しかし，子浦部落では，地震断層によるものと様相の同じ被害が，東部と西部にみられた。東部の五十鈴川沿いでは，建物の基礎が破壊され，その影響で建物の本体が損傷したり，基礎と柱がずれたり，柱が傾斜するなどの被害がみられ，それらはほぼ南北方向の線上に分布する。西部にも建物

の基礎が切断されている被害があり，その近くでは地割れが発生し，その北西への延長上では，道路の被害や斜面の崩壊がみられる。

山崩れ，崖崩れの発生も，その特異な分布（第1図）からみて断層の影響が考えられる。しかし，その多くは断層運動の影響ではなく，断層線の存在の影響であろう。石廊崎，中木，入間周辺，差田北方，吉祥付近，下賀茂付近などで，地質断層に沿う大小の崩壊が多数観察された。これらの場合も，その断層が今回動いた証拠はなかつた。どの崩壊の場合も，破壊面の深さが数 m を越えることはなかつたようである。死者・行方不明者27人を出した中木部落城畑山の山崩れの場合も，崩壊面積は広いが，崩壊深は浅い。

## ま と め

伊豆半島沖地震の際にみられた地震断層と，それにともなう被害を調査した。地震断層は9地点で確認された。確認地点とデータをそれぞれ第1図，第3図および第1表に示した。断層の連続性は必ずしも確認できなかつたが，石廊崎部落から入間部落に至る，走向が NW ないし WNW で鉛直に近い右横ずれ断層が主断層と考えられる。

地震断層による被害を地盤の性質の異る石廊崎部落と入間部落について記載した。両部落とも，建物の基礎がせん断されるなど，地盤の変位にともなう被害が著しかつた。

震源や地震規模等に関する最新の情報は，気象研究所地震研究部諏訪　彰部長からご教示いただいた。また現地調査と調査結果の整理の際には，東京都立大学工学部建築学教室　望月利男氏，同学部土木工学教室　国井隆弘氏，および同大学大学院学生宮野道雄，山本　実，塩野計司，荏本孝久，山崎晴雄の諸氏の協力を得た。建築学，土木工学の分野の方々の協力により，建物の基礎など，各種建築物や土木構造物の被害に注目して調査を行なえたことは，地震断層の発見や追跡に非常に有効であつた。これらの方々に謝意を表したい。

## 引 用 文 献

門村　浩(1966)：静清地域の地盤と防災上の問題点．静清地域およびその周辺地域の防災上の諸問題．静岡県消防防災課．pp. 7–30.

垣見俊弘(1974)：南関東における第四紀応力場の変遷．垣見・鈴木(編)関東地方の地震と地殻変動．ラテイス社．pp. 51–70.

垣見俊弘・衣笠善博・木村政昭(1972)：後期新生代地質構造図"東京"(1/50万)．地質調査所．

松田時彦(1970)：南関東の地質と活断層．東大震研地震予知観測センター資料1，pp. 9–16.

松田時彦・柴野睦郎(1965)：昭和40年4月20日静岡・清水付近地震の被害地調査報告——とくに地震学的地塊について．震研彙報，vol. 43，pp. 625–629.

村井　勇・金子史朗(1973)：南関東のネオテクトニクス・ノート．関東大地震50周年論文集，東大震研，pp. 125–145.

沢村孝之助・角　清愛・小野晃司・盛谷智之(1970)：下田地域の地質，および5万分の1地質図幅，地質調査所，41 p.

角　清愛(1958)：5万分の1地質図幅神子元島，および説明書．地質調査所，33 p.

(1974年5月28日受理)

## 書評と紹介

**R. A. JAMES: Geological promise of the Northern reaches** (*Ocean Industry*, Vol. 9, No. 2, pp. 22-24. February 1974)

雑誌 Ocean Industry は米国テキサス州ヒューストン所在の Gulf Publishing Company が発行する月刊誌で，主として海洋における石油資源開発のための学術・技術その他の情報に関する記事を掲載しているが，本年2月号は北海に関する特集号として North Sea Report と題し，標記論文をはじめ "Progress report on BP Forties platforms", "An assessment of equipment requirements", "Scots contribute to funds required", "Recent technical developments" および "North Sea storms take toll" の6編の論文・記事をまとめている。

最近の石油危機と共に北海の油田がにわかにクローズアップされてきたが，北海油田の予想埋蔵量は400億～500億バーレルと見られ，そのうち確認された埋蔵量は120億バーレル以上で，極めて有望視されている。現在北海では40台の可動掘さく台が稼働中で，過去1年間に560本の油井が試掘され，そのうち約100本から採油が行なわれている。しかし北海の油井掘さくは悪天候，資材高騰，労働時間の短縮等の問題に直面しているのが現状である。

North Sea Report のうち最も興味を惹かれる本論文は，British Petroleum Co. の R. A. JAMES によるもので，北海の北部海底(北緯54°以北) の地質構造を地史的に明らかにし，各地質年代について地質構造の形成を考察しており，以下にその内容を紹介する。

北部北海は北西ヨーロッパ大陸棚にあつて，ここでは地殻の沈降が約2,500万年前から始まり，多少の中断はあつたが，今日までそれが引続いている。このため堆積物の厚さは6,000 m 以上に達し，炭化水素資源の形成と蓄積に好条件を与えている。

地質構造の骨組を見ると，この堆積盆は，比較的安定した地塊の間に位置し，北側と西側はオルドビス紀からデボン紀にかけて隆起したカレドニア山系によつて区画されている。この山系はおそらく北海の北部を横断しており，新しい堆積物で深く覆われているものと思われる。海盆の北東側は先カンブリア系の結晶片岩から成る安定したバルト楯状地で形成され，南限は中部北海と Rinkøbing-Fyn Highs で形成されている。

沈降は区域全体では一様でなく，海盆の発達はヨーロッパとアメリカの岩石圏プレートが分離し，その結果大西洋が生じた地殻運動の一部と関連している。二畳紀や三畳紀における北部北海海盆は外洋の影響から隔たつた閉じた海盆であつたが，ジュラ紀・白亜紀では外洋性の影響が増大し，これが堆積物の性質にはつきり現われている。

また，プレートテクトニクス的解釈によれば，中央部を北方に走る中生代の舟状海盆は中生代での地域的かつ拡張性のあつた構造の骨組と関連しているようである。

地史的な考察は次のとおりである。

三畳紀以深は資料が少なく推測の域を出ないが Moray Firth 付近の露頭から見ると下位にデボン紀のものがあるらしい。石炭紀のものは欠除している。これは，石炭紀の末期が中部および西部ヨーロッパのヘルシニア造山運動の絶頂期であつたためと考えられる。その後に北部北海海盆が形成され，侵蝕を受け，その上に二畳系が堆積したのである。

下部二畳紀には陸成堆積物があり，砂岩が発達している。北方からの海進の結果，上部二畳紀には蒸発岩による層序を伴う大きな内海が形成された。

三畳紀に入つて陸成の堆積作用が再び卓越し，層序は砂岩・シルト岩・泥岩から成る。上部に行くに従い，砂粒から成る砕屑性堆積物が減少し，上部では泥岩が多く，ヘルシニアン高地のこの時期における累進的侵蝕を反映している。

ジュラ紀では，初期において大西洋が形成され，深部地殻変動に関連する海進と急激な差別沈降で堆積様式に大きな変化が生じ，堆積環境は，付近の北大西洋地域の移動前の再編成地塊に関連

付ける必要があり，堆積層の層厚変化も中生代初期における構造的進化の影響を受けており，厚さは北海中央部の方に向かつて厚くなつている。

ジュラ紀末期には特に断層線に沿つた一般的な隆起と構造運動があつたことが印し付けられており，この不整合に伴う侵蝕の程度は大きく異つている。海進は白亜紀を通じていつそう進展し，白亜紀後期においては北海海盆と，おそらくスコットランド北部とが完全に水没する結果となつた。

下部白亜系の層序は主として泥岩から成り，白亜紀後期を通じて泥岩の堆積が続き，北緯59° 以南では泥岩がチョークのような炭酸塩岩相を呈している。白亜紀の部分では舟状海盆と断層を伴う隆起地形によつてその層厚が支配されており，北部北海の中央部で1,500 m を超えている。

中生代の終りには地域的環境の大変化があり，白亜系の堆積盆周辺の隆起は砕屑堆積物の源地を造り，チョーク相の後には第三紀初期の砂岩と泥岩が続いている。

新生界の堆積盆の軸は英国とノルウェーの間の大陸棚中間線に沿つてほぼ北方に走り，その部分で堆積の厚さは3,500 m に達している。堆積作用は新生代を通じておおむね継続しているが，周期的な海進・海退の時期が印されている。

暁新世は海進期で，造陸運動による隆起のエピソードが始新世，漸新世および中新世の後期を示している。

鮮新世初期に大規模の沈降が起こり，その結果北西ヨーロッパの侵蝕地塊が沈降し，今日のそれに似た陸地と海岸の地理的な配置が生まれた。

更新世の氷河期は第四紀初期に起こつたが，それに先行して貝殻片と褐炭を伴う海成粘土と砂の堆積があつた。この氷河期には，全地域は広大な氷層で覆われ，そこから漂礫土の薄い層が堆積した。間氷期には海面が上昇し，氷河堆積物の多くは潮流によつて今日北部北海でみられる軟泥およびシルトの分布に再成された。　(小山田安宏)

**R. F. LEGGET : Cities and Geology.** 1973, 624 p. McGraw-Hill, New York

環境問題がきわめてセンセーショナルな形で論議され，中には文化の“進歩”や“発展”が果して善であるかどうか，という極端な議論までされている昨今であるが，現実に存在する都市の機能を改善するため，どの国でも都市基本計画を真剣に検討せざるをえなくなつている。ところが，こういう基本計画作製に参加し，中心的な役割をはたすのはきまつて建築家・土木家を中心とする工学技術者群で，経済・行政・衛生などの専門家が加わることはあつても，都市を支え，取りまく自然環境の専門家——地質・地理・生物・気象—が大きな役割りをはたすことは稀である。これはあながち日本に限つたことではなく，世界中どこでもそういう傾向があるらしい。

また，都市成立の歴史は，そのよつて立つ基盤の自然条件に大きな影響を受けるはずであり，成立した都市の様相を強く規制しているはずだと思われるのに，自然条件の中でももつとも基本的な地盤の地質や，そこに起きている地質現象とのかかわり合いを正当に評価した研究や調査は多くないように思われる。

この LEGGET 氏の本は，そういうなおざりにされ勝ちであつた都市とその基盤のかかわり合いをいろいろな面から考えてみた，ユニークな本である。著者の LEGGET 氏は，イギリス生れで，リバプール大学で土木工学と地質学のトレーニングを受け，後にカナダに移住した人で，クイーンス大学やトロント大学で土木工学を教えていたほか，カナダの政府機関で活躍した。この本の中にもよくあらわれているし，また同氏の前著 Geology and Engineering. (2nd ed. 1962, McGraw-Hill) からも分るように，単に土木工学者であるだけでなく地質学にもなみなみならぬ造詣をもち，地質学を愛している人のように思える。

LEGGET 氏は，都市の発展と地質や地質現象との関係のうち，主なものを5項目に分け，それぞれに1章ずつを当てている。各項目は，教科書風にいわば通論的に書かれてはおらず，一々例を挙げて具体的に話を進めるようになつている。これは多分事柄の性質上，抽象的な因果関係として説明することが困難で，一つ一つを Case History として話す以外に方法がなかつたからかもしれない。したがつて読んだ後にかなり雑然とした印象

を残す半面，具体的な例として挙げられた都市に，どういう問題があつてそれがその都市の発展とどう結びつき，解決されて行つたかが，よく分りかつ興味を呼び起こす。

このように例として挙げられた都市は300以上におよぶ。ヨーロッパ・北アメリカの例の多いのは著者がイギリス生れでカナダ国籍をもつ以上当然であろうが，西アジアの古い歴史をもつ都市はもちろん，アジアの諸国の例も少数ながら挙げられている。

各章の表題を挙げて内容を瞥見してみよう。



第4章から第8章までは，地質または地質現象と都市の発展や都市計画との関係を，よりくわしく区分して説明した章である。表題からどのようなテーマがとりあつかわれているかおおよその見当はつくが，大雑把に紹介しよう。

第4章では，地下水や地表水による給水系が地質的な知識なしに計画できないことをウイニペグ(カナダ)，ロンドン，ニューヨークなどの例を挙げて述べている。またシドニー，香港その他の都市で，独持の給水系の設計が地質に結びついて行なわれていることにもふれている。水と都市の関係は上水道のみでなく，利用ずみの水の再循環(地下水への再供給)，汚水の処理，洪水の対策といつた面もあることは当然で，これらの立案も地質・土壌などの知識にもとづかなければならぬこともちろん述べられている。

第5章では，都市をつくる建築物の基盤地質を前もつて調べておくことがいかに重要かを多くの例を挙げて述べている。地質の知識なしにたてられたピサの斜塔の例はもとより，ワシントン記念塔が地盤の不整沈下で多少とも鉛直からはずれ，それを地盤調査の結果修正して完成した例などははなはだ面白い。カナダ・サスカチエワン河畔に建てられたアルバータ大学のキャンパスでは，河畔のスロープが地質調査の結果地辷りを起す危険性があり，計画を変更して45mも河から遠ざけて建設された話などは，われわれには耳の痛い話である。

第6章では，都市の下に掘られた坑道・トンネルの掘削や利用には地質の知識が不可欠であることが述べられている。これは著者の挙げる項目の中でも地質と関係の深いことが直ちに分る類のものである。例に挙げられているものの中には，ボストンの上・下水道トンネル系がある。この建設に先立つ地質調査には，高名なハーバードのビリングス教授も加わつており，トンネルは最もくずれ難い古生界上部のケンブリッヂ泥板岩を海水面下280mの深さで貫通するように設計された。

第7章は都市の建造物の材料にふれている。石材がどこでえられるかという常識的な事柄のほかに，煉瓦やタイル，道路の舗装材，コンクリート，砕石，砂利などにまで話題は広がつている。また，都市の廃棄物で海岸を埋めたてる話まで取り入れられており，東京湾の埋め立ても紹介されている。

第8章で扱つている災害と都市は，われわれにとつてなじみの深い，そして関心の深い問題である。火山活動，活断層，地震，津波，洪水，泥流，地辷り，雪崩，シンクホール，地盤の不整沈下，土壌や岩石の膨脹，ガス，高圧直流電流の地盤への放電，沿岸侵食・堆積，海水準変化等が取り扱われており，それぞれが地質や土壌と深い関係にあることはいうまでもない。地震と地辷りには中でもかなりのスペースがさかれており，これらが都市計画の中で重視されねばならない事情が例を挙げて説かれている。

第9章では，実際に世界各国の都市で地質に関する情報をいかに蒐集・利用しているかの例が挙げられている。そして専門家の注意を地質と都市に向ける必要性と共に，市民に地質に興味をもたせるための展示(野外もふくめ)の例が挙げられている。

紹介が前後したが，第1章と第2章は，短いな

がら興味深い序章である。第3章はむしろこの本の結論ともいうべき章で，地質をいかに都市基本計画にとり入れるべきかの総説である。この本を興味深くさせる一つの要素である，具体的な例が第2章にも多数でてくるが，その一つを挙げてみよう。

チェッコスロバキア，ボヘミア東部の古い町，Kuntá Hora は，13世紀の末頃銀鉱の採掘と共に始つた町である。ここは有名なプラハ・グロッシェン銀貨の産地で，16世紀には人口6万人に達したといわれる。町は地質的な盆地構造の中央にあり，地形的にも低地内にある。町の下には古い坑道が縦横に走り，掘り出した片麻岩や精錬所の滓で地表は複雑になつている。古い坑道の上ではいたるところに不整沈下が起り，そのため建物は古い歴史的なものをふくめて大なり小なり損害を蒙つている。また坑道に侵入した地下水は汚染されて飲用にならず，15世紀にはすでに木管による給配水系をつくらねばならなかつた。古い設備の一部は今も保存されている。20世紀になつて，くわしい地質調査をした結果，古い坑道のあるものから水を引く設備が整えられた。この町の創立と発展の歴史に，いかに地質が深くかかわりあつているかは，このようにあきらかである。

この本のいたる所にこういつた話が語られている。著者がめざした，都市計画における地質の重要性は読者によく分ることはいうまでもないが，一種科学的な好奇心をそそられる本にもなつている。例としてあげられた都市を訪れる前に，該当するところを読んで行くと，単なる歴史とはまた別の面白さも湧くことであろう。

また，この本のめざした点を裏返えして考えてみると，人文地理学あるいは歴史地理学的な側面のあることに気づく。地質は，自然のほんの一部にすぎないかもしれないが，都市の立地条件の中でも重要な部分であることは間違いがない。こういう面からのアプローチが社会科学の中に欠けているのではなかろうか。こころみに手許にある百科事典で都市の項をひいてみたが，都市の成立や発展を記述したところに，地質はおろか水利さえも一言もふれられてはいなかつた。

（佐藤　正）

## 協会記事

**日本地学史資料調査委員会**（昭和49年6月22日）

出席者：小林委員長，岡山・湊・今井・石山委員

経過報告：

1. 前回の議事録承認

議　事：

1. 今後の進め方をきめた。

**理事会**（昭和49年6月25日）

出席者：坪井会長，坂本・保柳副会長，川上・西川・矢嶋理事，木内監事

議　事：

1. 入会申込者資格について審議した。

**編集委員会**（昭和49年7月1日）

出席者：矢沢委員長，安斎・井上・川上・佐藤（久）・諏訪・中村・前島・前田・山本委員

議　事：

1. 地学雑誌第83巻第4号以降の編集について審議した。

| | |
|---|---|
| 地学雑誌 第802号 | 昭和49年8月20日印刷<br>昭和49年8月25日発行 |
| 編集兼発行者 | 矢　沢　大　二 |
| 印刷所 | 一ツ橋印刷株式会社<br>東京都品川区上大崎3-12-15 |
| 発行所 | 社団法人 東京地学協会<br>東京都千代田区二番町12の2<br>郵便番号　102<br>電話　東京（261）0809番<br>振替口座　東京66278番 |

# 地學雜誌

# JOURNAL OF GEOGRAPHY

Vol. 83, No. 5 (803), 1974



## 目　　次





## CONTENTS



**TOKYO GEOGRAPHICAL SOCIETY**
(TOKYO CHIGAKU KYOKAI)
***Founded in 1879***
**Nibancho, Chiyoda-ku, Tokyo**

## 東京地学協会取扱い出版物

**1/50万 地質図** 各〒135円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 東京 | 890円 | 金沢 | 1,280 |
| 八丈島 | 500 | 岡山 | 1,280 |
| 奄美大島 | 500 | | |

**1/20万 地質図** 各〒135円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 石巻 | 440 | 深浦 | 620 |
| 大分 | 440 | 松山 | 620 |
| 男鹿島 | 440 | 宮津 | 620 |
| 唐津 | 440 | 稚内 | 620 |
| 高知 | 440 | 岩内 | 870 |
| 野辺地 | 440 | 天塩 | 870 |
| 羽幌 | 440 | 広尾 | 870 |
| 輪島 | 440 | 尻屋崎 | 870 |
| 青森 | 620 | 鳥取 | 1,140 |
| 網走 | 620 | 北見 | 1,140 |
| 伊良湖岬 | 620 | 剣山 | 1,140 |
| 酒田 | 620 | 斜里 | 1,140 |
| 新庄 | 620 | 留萌 | 1,140 |
| 標津 | 620 | 帯広 | 1,310 |
| 苫小牧 | 620 | 豊橋 | 1,310 |
| 長崎 | 620 | | |
| 七尾富山 | 620 | | |

**1/7万5千 地質図** 説明書付き 各〒195円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 鬼首 | 620 | 徳島 | 620 |
| 塩原 | 870 | 勿来 | 620 |
| 高松 | 620 | | |

**1/80万** 各〒135円

| | | |
|---|---|---|
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 | I | 610 |
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 | II | 590 |
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 | III | 560 |
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 | IV | 1,490 |

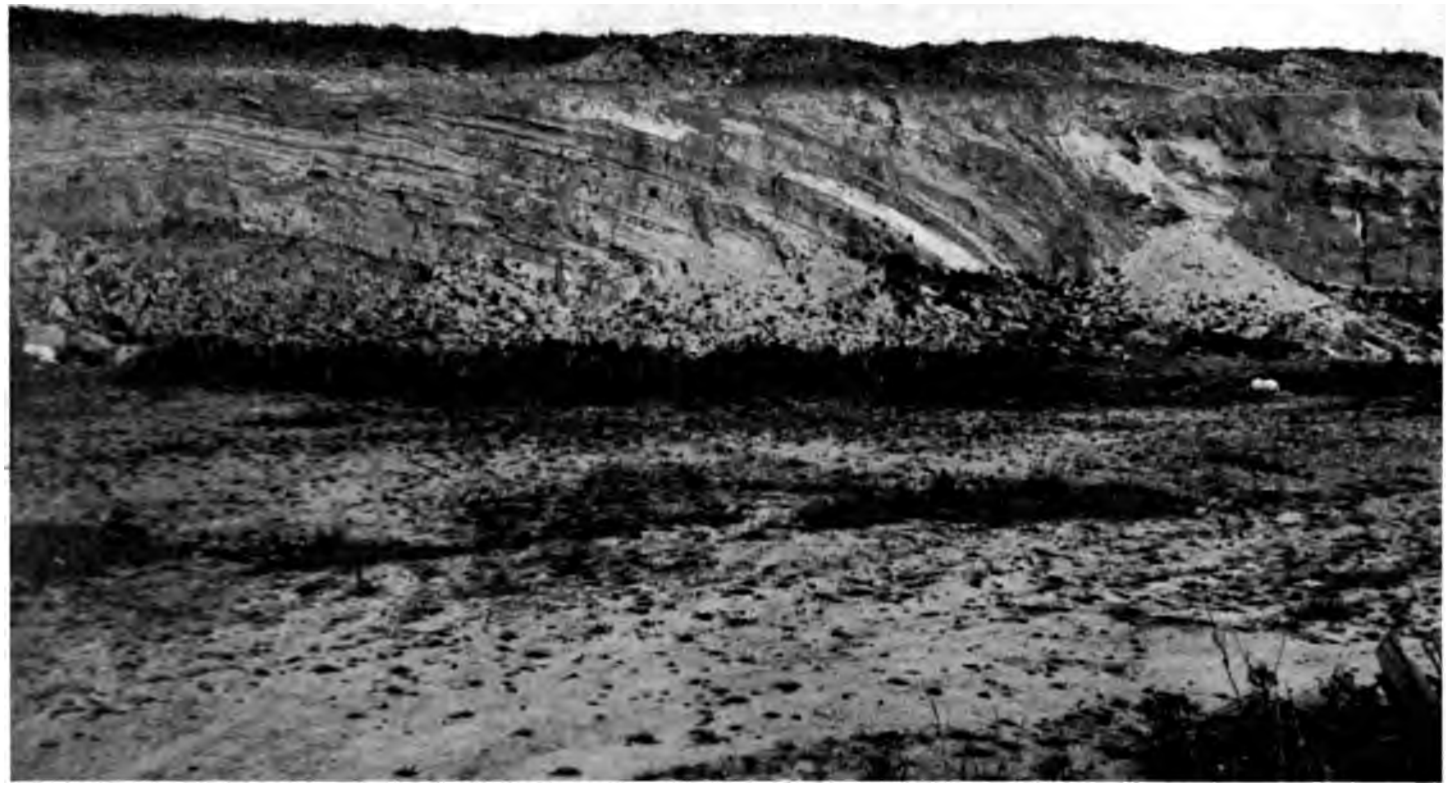
| | | |
|---|---|---|
| 日本炭田図(II) | 北松炭田地質図ならびに説明書 | 2,930 〒500 |
| 日本炭田図(V) | 釧路炭田新縫別地域地質図ならびに説明書 | 730 〒500 |
| 日本炭田図(XI) | 石狩炭田地質図 | 2,930 〒230 |
| 空中磁気図(I) | 酒田・村上・弥彦・糸魚川海域 | 1,030 〒195 |
| 空中磁気図(II) | 稚内・天塩・遠別・留萌−札幌海域 | 1,030 〒195 |
| 地質図幅目録図(昭,49年版) | | 660 〒80 |

各〒195円

| | | |
|---|---|---|
| 日本油田ガス田図(I) | 青山奥 | 820 |
| 日本油田ガス田図(II) | 横浜 | 820 |
| 日本油田ガス田図(III) | 横須賀 | 820 |
| 日本油田ガス田図(IV) | 富津・大多喜 | 820 |
| 日本油田ガス田図(VII) | 魚沼 | 3,410 |
| 日本油田ガス田図(VIII) | 本宿 | 1,510 |
| 日本油田ガス田図(IX) | 七谷 | 820 |
| 日本油田ガス田図(X) | 茂原 | 2,140 |
| 日本油田ガス田図(XI) | 佐渡 | 1,510 |
| 日本水理地質図(I) | 木曽川左岸・矢作川・豊川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(IV) | 山梨県釜無川および笛吹川流域 | 650 |
| 日本水理地質図(V) | 香東川・土器川・財田川流域 | 650 |
| 日本水理地質図(VI) | 愛媛県金生川・加茂川・中山川・重信川流域 | 650 |
| 日本水理地質図(VII) | 千葉西部 | 650 |
| 日本水理地質図(VIII) | 奈良県大和川流域 | 650 |
| 日本水理地質図(X) | 関東平野北西部 | 650 |
| 日本水理地質図(XI) | 長野県松本盆地 | 650 |
| 日本水理地質図(XII) | 兵庫県南西部 | 840 |
| 日本水理地質図(XIII) | 佐賀・福岡県筑後川中流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XV) | 都城盆地 | 840 |
| 日本水理地質図(XVI) | 仙台湾臨海地域 | 840 |
| 日本水理地質図(XVII) | 高知県・鏡川・国分川および物部川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XVIII) | 福岡・大分山国川および駅館川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XIX) | 熊本県白川および黒川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XX) | 鳥取県日野川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XXI) | 福岡県矢部川中流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XXII) | 山梨・長野県釜無川上流域 | 1,110 |

各〒165円

| | | |
|---|---|---|
| 1/200万 | 日本変成相図 | 700 |
| 1/200万 | 日本の火山 | 1,490 |
| 1/200万 | 日本地質図 | 1,090 |
| 1/200万 | 日本炭田図 | 890 |
| 1/200万 | 日本鉱床生成図 (14) | 720 |
| 1/200万 | 日本鉱床生成図 (15) | 940 |
| 1/200万 | 中部地方領家帯 | 2,100 |
| 1/50万 | 後期新生代地質構造図東京 | 1,280 |
| 1/50万 | 地質構造図秋田 | 1,090 |
| 1/2万5千 | 佐世保北部 | 1,090 |
| 1/2万5千 | 生駒山地西麓部 | 830 |
| 1/2万5千 | 鬼首 | 830 |
| 1/10万 | 石狩沖積低地 | 1,240 |



ウィーン盆地南東縁のペディメントとベニア状の礫層



**ペディメントの末端**

## ウィーン盆地南東縁のペディメント

オーストリアの中央を東西に貫く中央アルプスの結晶岩山地は，Gloggnitz 付近で北部石灰岩アルプスと分離して，両者の間にウィーン盆地を抱くが，自身も高度を減じて Leitha Gebirge(最高点は 483m)となり，Hundsheimer Berg(476m)を経てドナウ河を越え，チェコスロバキアに入つて小カルパチアを起こす。

写真はウィーンの南々東約 40km，Eisenstadt の町の南方にある露頭である。Eisenstadt Leitha Gebirge の南東麓にあり，付近は緩起伏の台地でウィーン盆地とパノニア盆地（ハンガリー盆地）とを境する幅広い鞍部を形成する。ブドウ園が多く，またウィーンからハンガリー領の Sopron (Ödenburg) に通ずる国道が走つている。

ウィーン盆地からパノニア盆地を経て，ドナウ下流低地，黒海，そしてカスピ海に及ぶ広大な低地帯は，かつての東地中海，すなわち中新世中期から鮮新世にかけて存在したサルマチア海(Sarmatiam Sea)の占めるところであつたが，中新世後期より西側から次第に，淡水化，沼沢化，陸化の途をたどつた。ウィーン盆地およびパノニア盆地西部では，鮮新世初期には淡水化し，中期以降 Levantine 湖成層が堆積している。更に鮮新世後期には，ウィーン盆地周縁の陸化した地域は Pedimentation をうけた。盆地西縁では標高250～260m の平坦面に礫層のベニアが認められている。洪積世以降の段丘については，ウィーン市街周辺で標式的な区分が行われている。

写真で露頭断面の大部分を占めるのが，Pannonian に属する堆積物とみられる。比較的新期の堆積物でありながら変位の程度が著しいのは，結晶岩アルプスの延長線上に位置するためであろうか。これを切つて厚さ 1 m 前後の礫層が堆積している。比較的粗大で 10cm 前後の径が多く，円磨度はよくない。堅硬な Quarzite が多く，結晶岩アルプスに由来するものとみられる。ウィーン大学地理学教室の J Fink 教授によればこの礫層の堆積とともにペディメントの形成が行われた。地表に散在している礫の表面は平滑化されており，激しい風蝕を物語るものであるという。 (金窪敏知)

地学雑誌 83, 5 (1974)

# 西太平洋地域の大型有孔虫動物群集の変遷
## —特に第三紀を中心として—

松 丸 国 照*

**The Transition of the Larger Foraminiferal Assemblages in the Western Pacific Ocean—Especially from the Tertiary Period—**

Kuniteru MATSUMARU

**Abstract**

The Larger Foraminifera found from the Tertiary sediments in the Tethyan, America and Indo-Pacific provinces have been studied intensively during the past fifty years. That some elements of the Larger Foraminifera are common as similar faunas in each province indicates that their mutual occurrence is probably due to their migration and transportation during the younger stages by warm ocean currents. For regional correlation based upon the Larger Foraminifera, the chronostratigraphy of them is by the Letter Stage. The Letter Stage has been a means for dividing the Tertiary of the East Indies and now is extended to cover the entire Indo-Pacific region.

The purpose of this paper is to consider the Letter Stage based upon an assemblage of Larger Foraminifera from the known stratigraphic distribution in the western Pacific Ocean and to clarify previous confusion. Here, discussions are based upon the Oppel-zone composed of an assemblage of selected genera and/or species of the Larger Foraminifera, the Phylo-zone of the genus *Nephrolepidina*, and the common association with the Larger and Planktonic Foraminifera.

The Letter Stage established in the East Indian region of lower latitudes can be applied satisfactorily to the vicinity of 42° north latitude in the western Pacific Ocean (see Fig. 1). Accordingly, Letter Stage Tb is determined by the first appearance of *Spiroclypeus vermicularis*, *Biplanispira absurda*, *B. mirabilis*, *B. fulgeria*, *B. inflata*, *Pellatispira orbitoides* and *P. provaleae*, and correponds to P14 of the planktonic foraminiferal zonation of Blow as judged from the consideration of IDA (1974). Based upon the first appearance of *Nummulites fichteli* and *Gypsina globulus*, and the disappearance of *Pellatispira* and *Discocyclina*, this stratigraphic positiond (=Tc) corresponds to P17 of the planktonic formainiferal zonation of Blow. Td is determined by the first appearance of *Eulepidina papuaensis*, *Lepidocyclina isolepidinoides* and *Cycloclypeus oppenoorth*. It probably corresponds to P19 of the planktonic foraminiferal zonation. Tel-4 is determined by the disappearance of *Nummulites fichteli*, and corresponds to N1 of the planktonic foraminiferal zonation. Te5 can be determined by the horizon nearer to the disappearance of *Heterostegina borneensis* and *Spiroclypeus margaritatus*, and it probably corresponds to N 4 of the planktonic foraminiferal zonation. Tf1 is determined by the

* 埼玉大学教育学部地学教室 Department of Natural Science, Faculty of Education, Saitama University, Urawa, Japan

appearance of *Nephrolepidina rutteni*, and Tf2 by the disappearance of *N. verbeeki*, *N. japonica*, *N. douvillei*, *Miogypsina globulina*, *M. polymorpha*, *M. borneensis*, *Flosculinella bontangensis* and *Austrotrillina howchini*. They correspond to N6 and N9 of the planktonic foraminiferal zonation, respectively. Tf3 is determined by the disappearance of *Nephrolepidina rutteni* in the lower latitude areas, but in the middle latitudes, Tf3 cannot be determined by the Larger Foraminifera. The former may be pointed to N13 to N14 of the planktonic foram iniferal zonation. Tg is determined by the disappearance of *Nephrolepidina rutteni* in the lower latitude areas, but by the appearance of *Alveolinella quoii* and *Borelis schlumbergeri* in the middle latitudes. The former may be pointed to the horizon nearer to the middle part of N15 of the planktonic foraminiferal zonation. In Tokunoshima island, Ryukyu-retto, Japan, in the vicinity of 27°30′ north latitude, the Itokina Formation at the basal part of the Ryukyu Group is represented by the larger foraminiferal fauna such as *Borelis pulchrus*, *Archaias* sp., *Peneroplis pertusus* and *Cycloclypeus carpenteri*. Therefore, Th should be positioned before the appearance of these assemblages. Also, according to IKEBE *et al.* (1972), the base of the Ryukyu Group corresponds to the basal part of N22 of the planktonic foraminiferal zonation.

Ten stratigraphic horizons based upon the larger foraminiferal zonation are considered and reviewed, and therefore, the Tertiary is divided into 11 stages that correspond to the Letter Stages. But, the boundary between Tg and Th should be determined and the boundary between after Th and/or the Pleistocene (Ti ?) and Recent is reserved to be determined by the larger foraminiferal zonation in future.

## I 緒言ならびに謝辞

総合研究A「日本新第三紀の生層序と放射年代」が1972年に発足した折，筆者は「大型有孔虫による生層序」を研究分担課題として与えられ，中新統からの大型有孔虫分帯は下位層準より上位に1．*Nephrolepidina—Miogypsin aglobulina* 帯，2．漸移帯，3．*Miogypsina kotoi—Operculina* 帯の3分帯が識別された (MATSUMARU, 1973)。この各分帯と Letter Stage との位置づけをすることは国際対比の上で重要であり，またそれら各地域の地質構造発達史における地史的意義は大きいであろう。本論では西太平洋地域に発達する新生代，とりわけ第三紀の大型有孔虫の生層序に関して取り扱い，第三紀各地層に豊富に含有する大型有孔虫の層序学的・地理学的分布による変遷を考察し，あわせて I. M. VAN DER VLERK & J. H. F. UMBGROVE (1927) および W. LEUPOLD & VLERK (1931) の Letter Stage を検討することにした。

本文を公表するにあたり，有意義な資料を提供下さつたカリフォルニア大学古生物研究所 J. W DURHAM 教授，有益な助言をいただいている大英博物館古生物部門 C. G. ADAMS 博士，東京教育大学理学部地質学鉱物学教室橋本亘教授，大阪市立大学理学部地学教室池辺展生教授，東北大学名誉教授浅野清博士，同畑井小虎博士，国立科学博物館氏家宏博士，および公表の機会を与えられた千葉大学理学部地学教室前田四郎教授に厚く感謝の意を表する。

## II Letter Stage の経緯

大型有孔虫による地層の分帯は，当初の層序区分に主として取り扱つた東ボルネオ（カリマンタン）の第三紀の研究において，VLERK & UMBGROVE (1927) によつて試みられた。ここでは第三系を細分した各階に対し，特有な名称を与えないでアルファベット文字と数字をもつて代表するというもので，これが大型有孔虫に関する Letter Classification である。これを生層序分帯の階に適用し，Letter Stage にし

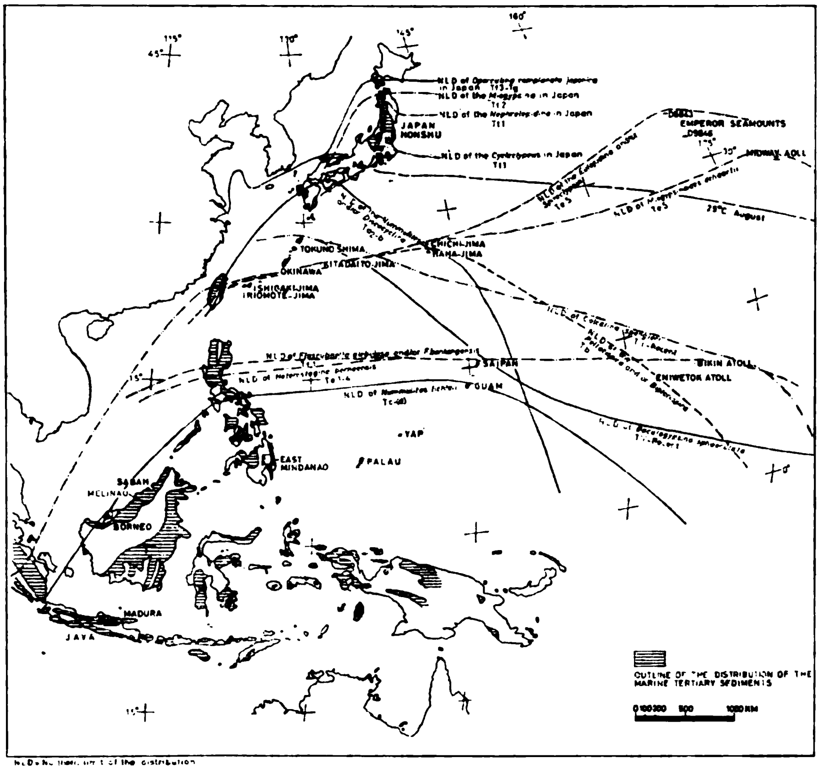



Fig. 1　調査および研究対象地域の位置図，特徴種の北限分布線および第三系概略分布図

た。これのできた背景として，東インド諸島の第三系がヨーロッパ第三系の標準用語を適用できない独自の動物群集の要素が存在するため，両者間の対比が不十分であつた。Letter Stage をヨーロッパの古典地域から提唱された標準用語と比較すれば，後者には模式地が存在し，しかも Type section が提唱されているため，Stratotype からの化石群を採集でき，しかも詳細な研究ができる。一方，Letter Stage は大型有孔虫群集によつて第三系を分帯するという帯* であるが，当時は特別な地域も Type section も挙げられていなかつた。それ故，Stratotype での研究はできなかつた。これに加えて，また，各 Stage 区分の内容検討にあいまいさが存在することから LEUPOLD & VLERK (1931) はカリマンタンの層序を中心に東インド諸島全域から一応主要な地域と section を挙げて検討し，Ta から Th の8階にした。しかも *Spiroclypeus* 属種の生存期間から，従来の Te は Te 1—5 に細分し，Tf から Th は，主として，貝類化石群の現生種百分率を各層毎に算出した百分率を採用し，大型有孔虫分帯に適用した表現をとっている。この再検討はその後，かなり広く適用されていたが，種の range は層序学の進歩と共に多くの差異が生じてきた。それ故，各階を細分し，しかも他地域との対比基準にするにはこの検討はまだ不十分であつた。

東ボルネオの層序は，LEUPOLD 以降 B.P.M. の精密な研究と N.K.P.M. の研究によつてはるかに進歩した。ここに，MOHLER は層序を吟味し，Letter Stage を要領よくまとめた。サラワク，ブルネイ，北ボルネオ地域 (Brunei Shell Petroleum Co. Ltd., 1962)，ミクロネシア地域 (HANZAWA, 1957)，ジャワ地域（池辺，1946）では MOHLER (1948—1949) による Letter Stage の修正案が強く適用されてい

* 浅野 (1973)，高柳・千地 (1973) の紹介する Oppelzone にあたる。

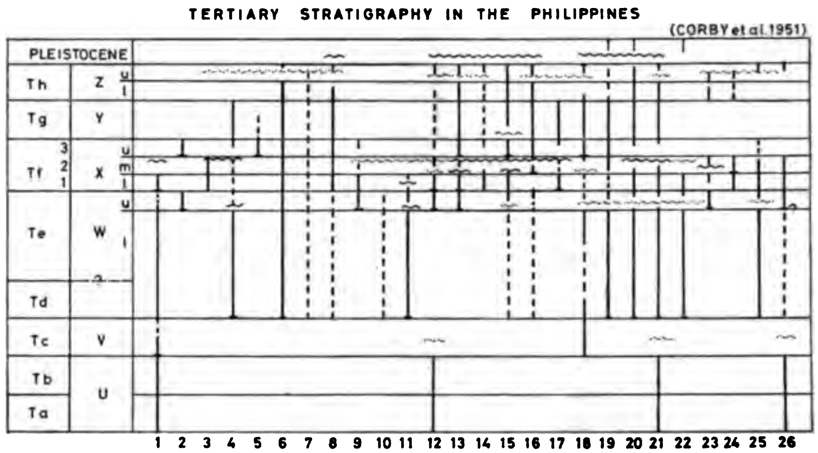



Fig. 2-a フィリピン群島およびインドネシアにおける第三系層序地史要約図表

1. Southwest Mindoro
2. Southwest Panay
3. West Tablas
4. West Marinduque
5. Central Luzon (Zambales)
6. Central Panay
7. Central Luzon (Tarlac)
8. Central Luzon (Launion)
9. East Panay
10. Central Luzon (Baguio)
11. East Marinduque
12. Bohol
13. Cebu
14. Northeast Negros
15. Northwest Leyte
16. Masbate
17. Ticao
18. Borias
19. South Luzon (Albay)
20. South Luzon (Quezon Isthmus)
21. Central Luzon (Bulacan)
22. Central Northern Luzon
23. Northeast Luzon (Cagayan)
24. Samar
25. Batan, Cagraray
26. Catanpuanes, Gatbo

1. Division of the geologic structure I.
2-10. Division of the geologic structure II.
11-24. Division of the geologic structure III.
25-26. Division of the geologic structure IV.

た。MOHLER 案は下位層準より上位へ次の如くであつた。$Ta_1$ は *Ranikothalia nuttali—Miscellanea—Lacazinella—Assilina—Astrocyclina—Discocyclina—Nummulites—N. javans—Opertorbitolites—Aktinocyclina* 群集にもとづく。$Ta_2$ は *Ranikothalia nuttalli* と *Miscellanea* が消滅した後の上述群集で代表する。Tb は *Assilina—Asterocyclina—Discocyclina—Nummulites—Aktinocyclina—Pellatispira—Biplanispira* 群集にもとづく。以上は暁新—始新統にあたる。Tc は網目状 *Nummulites—N. fichteli—Cyclochypeus koolhoveni—Halkyardia—Borelis pygmaeus—Borelis* 群集にもとづく。Tc は Sannoisian と対比している。Td は上記の他，初めて *Lepidocyclina isolepidinoides—Eulepidina papuaensis--Cyclocypeus oppenoorthi—Borelis pygmaeus* が出現する群集で，Stampian と対比している。$Te_{1-4}$ は一括して，*Borelis pygmaeus—B. melo—Lepidocyclina isolepidinoides—Eulepidina formosa--Heterostegina borneensis—Spiroclypeus* sp.—*Cycloclypeus eidae—Miogypsinoides ubaghsi—Austrotrillina howchini* 群集で，Aquintanian と対比している。$Te_5$ は *Borelis* (*melo*)—*Flosculinella reicheli—Eulepidina formosa—Lepidocyclina isolepidinoides—N. morgani—N. luxurians—Miogypsinoides abunensis—M. dehaartii—Miogypsina excentrica—Miolepidocyclina burdigalnsis—Spi-*

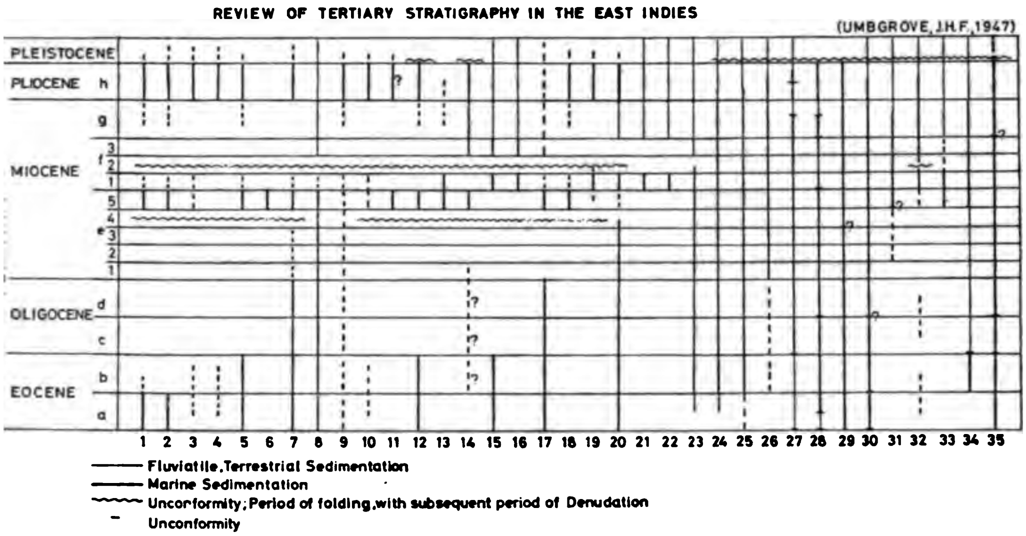



Fig. 2-b フィリピン群島およびインドネシアにおける第三系層序地史要約図表（つづき）

1. Nias
2. Meniawei Isl
3. Rendjoewa
4. Rotti
5. Timor
6. Letti
7. Tanimber Isl
8. Groot Kei
9. Klein Kei, Tajando
10. Ceran
11. Banggai Isl
12. East Celebes
13. Central Celebes
14. Boeton
15. East Java (Djiwo)
16. Lombok, Bali ?, Soembawa ?
17. Soemba
18. Kroei (S. W. Sumatra)
19. Benkoelen Peninsula
20. Bantam, South Java (Bajam, S. Part)
21. Impoe Valley (W. Sumatra)
22. Mangani, Salida, Mocco-Mocco, Korintji Kesiro, Asairawas, Tambang Sawah (W. Sumatra)
23. South Celebes (West part)
24. South Célebes (East part)
25. Barito Basing, W. Pasir Basin (Borneo)
26. East Borneo, S. and Central Koetei (Borneo)
27. Beraoe (Borneo)
28. Boeloengan (Borneo)
29. Tidoengsche Landen (Borneo)
30. Atcheen (Ajihe) N. Sumatra
31. Kampar-Rokan (S. Sumatra), Palembang, Djambi, Indragiri (S. Sumatra)
32. North Java
33. Bantam, (Bajah, N. Part)
34. North New Guinea
35. Mangkazihat Peninsula (E. Borneo)

1-14. Division of the geologic structure I.
15-22. Division of the geologic structure II.
23-34. Division of the geologic structure III.
35. Division of the geologic structure IIIa.

*clypeus* sp.—*Austrotrillina howchini* 群集からなる，$Tf_1$ は *Borelis* (*melo*)—*Flosculinella reicheli*—*F. globulosa*—*F. bontangensis*—*Cycloclypeus eidae*—*C. posteidae*—*C.* (*Katacycloclypeus*) *annulatus*—*Nephrolepidina luxurians*—*N. crucifera*—*Miogypsinoides abunensis*—*M. dehaartii*—*Miolepidocyclina burdigalenis*—*Miogypsina excentrica*—*Austrotrillina howchini* 群集であり，$Te_5+Tf_1$

を Burdigalian に対比した。$Tf_{2-3}$ は *Borelis* (*melo*)—*Alveolinella quoii*—*Cycloclypeus inornatus*—*C. radiatus*—*C. stellatus*—*Nephrolepidina rutteni*—*N. talahabensis*—*Miogypsinoides*—*Miogypsina bifida*—*M. musperi*—*M. polymorpha*—*M. tuberosa*—*Austrotrillina* (*howchini*) 群集で代表され，Vindobonian に対比した。Tg-h は *Borelis* (*melo*)—*Alveolinella*—*Operculina*—*Heterostegina*—*Cyclocylpeus* 群集からなる。これは現在まで共通である。

マレーシヤ・サラワク東部のメリナウに発達する石灰岩中の大型有孔虫の研究で，ADAMS (1965) は，この石灰岩が Tb-$Te_5$ まで発達することをつきとめた。その後の研究 (1967, 1970) により，インド・西太平洋地域の新生代各層から産出する大型有孔虫および共産する代表的な底生有孔虫の選定されたいくつかの Taxon の層序的 range を掲げ，Letter Stage の検討を行つた。ここでは Te を Te lower, Te upper という表現を用いているが，前者は MOHLER の $Te_{1-4}$, 後者は $Te_5$ に対応する。またその境界は ADAMS によれば，BLOW (1969) の浮遊性有孔虫分帯の N 4 にあたり，Te upper と Tf lower (LEUPOLD & VLERK の $Tf_{1-2}$ に対応) との境界は *Orbulina* datum にあたるので，Te upper は中新統下部の Aquitanian と Burdigalian の合併になり，BLOW によれば約$6.0\times10^6$ 年の期間になるだろう。後述するように ADAMS の大型有孔虫分帯は VAN DER VLERK (1973) の見解とは多少異なることは Fig. 6 で明らかで，今後，大型有孔虫と浮遊性有孔虫との共存地域の生層序学的研究をしていかなければならず，GLAESNER (1970) もこのことを力説している。

1950年代後半から1960年代に入つて，浮遊性有孔虫による詳細な分帯が各地に確立され，国際的分帯が組み立てられた (BOLLI, 1957, 1964 ; BOLLI & BERMUDEZ, 1965 ; BLOW, 1959, BANNER & BLOW, 1962, 1965他)。それ故，低緯度地域では国際対比が可能になつた。1970年代に入ると，Letter Stage と浮遊性有孔虫分帯の相互間関係が追求されだした。この研究の多くは石油開発関係会社によるもので，大半は未公表資料であつて，結果は概要として報告されているのみである (VLERK & POSTUMA, 1967 ; CLARK & BLOW, 1969 ; 伊田, 1973)。伊田によれば大型有孔虫の地域的層序の range から生存区間を推定し，生存区間の顕著な限界を示す種をとりあげ，指準面 (Marker Plane) の設定を 9 属選定した。これは上位層準より下位へ次のようである。1. *Lepidocyclina* 属 (s l.) の消滅層位。この層準は BLOW (1969) の浮遊性有孔虫分帯 N15—16付近におかれ，この上位を Tgh とし，下位を $Tf_3$ として，両者の境界にあたる。2. *Nephrolepidina angulosa* の消滅層位，この層準は BLOW の分帯 N 13—14付近におかれ，上位は $Tf_3$, 下位は $Tf_2$ で，両者の境界にあたる。3. *Flosculinella bontangensis* および *Austrotrillina howchini* の消滅層位。この層準は BLOW の分帯N 9 におかれ，上位は $Tf_2$, 下位は $Tf_1$ で，両者の境界にあたる。4. *Spiroclypeus* および *Eulepidina* 両属の消滅層位。この層準は BLOW の分帯 N 6 下部にあたり，上位は $Tf_1$, 下位は $Tf_5$ で，両者の境界に位置する。5. *Heterostegina borneensis* の消滅層位。この層準は同分帯N 4 下部にあたり，上位は $Te_5$, 下位は $Te_{1-4}$ で，両者の境界にある。6. *Eulepidina* の出現層位。この層準は P19下部にあたり，Td のはじまりである。7. *Nummulites* 属の消滅層位。この層準は同分帯N 1 の中部にあたり，Td の終りを示し，6－7で Td を限定する。8. *Pellatispira* および *Discocylina* 両属の消滅層位。この層準は同分帯P17上部にあたり，これより下位は Tb, 上位は Tc にあたる。9. *Biplanispira* 属の出現層位。この層準は同分帯P14上部にあたり，これより下位は Ta, 上位は Tb にあたる。以上のように指準面が浮遊性有孔虫分帯で位置づけることによつて，Letter Stage の生層序的役割が一段と有意義になつたもので，重要である。今後，両者間の関係をより詳細に研究していかなければならないと考えられる。しかし，本来大型有孔虫は neritic 堆積相に，浮遊性有孔虫は open sea の堆積相に多く含有しているため，必ずしも各地域で両者の関係を把握することは容易ではないし，各種の range が追求されてきても，それらの地理的分布が追求されなければ，この指準面はこれで十分というものではないであろう。西太平洋各地域では neritic 相は多くが石灰岩になつているため，浮遊性有孔虫との関係は十分に研究されにくい不利な点がある。本論では現在までに収集できた

報告および資料のうち，大型有孔虫の層序的 range，地理的分布域，それに大型有孔虫と浮遊性有孔虫との相互関係等が知られている地域での報告を基礎に作業を進めてみた。

## III　大型有孔虫の層序学的分布

今回の研究地域は Fig. 1の範囲である。VLERK & LEUPOLD (1931) の Letter Stage にみる東インド諸島およびフィリピン群島の地域に発達する第三系および第四系の地質はそれぞれ UMBGROVE (1938, 1947) と CORBY *et al.* (1951) によつてまとめられ，第三系層序の地史要約図表なるものが出され，Fig. 2に示した。これによれば海成層の発達良好な地域は，東インド諸島では東ボルネオのティヅンシェ・ランデン地方 (Fig. 2b の29)，マンカリハット半島 (Fig. 2b の35)，バリトーおよびバシル盆地とメラツウス山地の東西 (Fig. 2b の25)，北スマトラのアチェー(Atcheen, Ajieh, Atjeh は同義語)地方(Fig. 2b の30) が挙げられ，Ta から更新統までが研究対象として良い。一方，フィリピンでは第三系下部層 (Ta～Tc) がミンドロ島南西部 (Fig. 2a の1)，ボホール島，ルソン島 ブラカン (Fig. 2a の21)，カタンドアネス (Fig. 2a の26)，ボリアス，上部層 (Td 以上) はパナイ島中央部 (Fig. 2a の6)，ルソン島 Albay (Fig. 2a の19)，同 Isthmaus Quezon (Fig. 2a の20)，同 Bulacan (Fig. 2a の21) が対象となる。上記の層序は詳細に説明しなければならないが，低緯度地域の東インド諸島は LEUPOLD & VLERK (1931)，UMBGROVE (1938, 1947)，BROUWER (1938)，BEMMELEN (1949) が，フィリピン群島では CORBY *et al.* (1951)，橋本・佐藤 (1968～1970) の総括的な論文があるので割愛し，ここでは西太平洋の低・中緯度地域で，特に大型有孔虫生層序に重要な地域を述べる。

### A.　西部ボルネオ（サラワク）とフィリピン・ミンダナオ島

両地域は最近，大型有孔虫の研究が行われた。CORBY *et al.* (1951) の台湾・フィリピン・インドネシア・マラヤの地質構造区，UMBGROVE (1938, 1947) の東インド諸島地質構造区から，サラワク・メリナウ地域は地質構造区 I* (Fig. 2b) に，一方，ミンダナオ島は地質構造区 III** に属する。帯状の地質構造区から，インドネシア，フィリピン，さらに台湾までの広範囲は考察されている。

#### A-1.　サラワク・メリナウ地域

Fig. 1に見る地域で，ブルネイ市南約90km に位置し，石灰岩層からなつて，層厚 2013.5m を数える。ADAMS (1965) の研究から，Tb-$Te_5$ の各階が識別された。総括すると Fig. 3の如くであり，種の層序的 range は今後の研究に価値が高い。

#### A-2.　ミンダナオ島東部

ミンダナオ島東部のスリガオ (Surigao)，ビスリグ・リンギグ (Bislig・Lingig) 地域は以前 VERGARA & SPENCER (1957) の調査で，下位層準からマンガゴイ (Mangagoy) 層は *Spiroclypeus, Operculina, Nephrolepidina* cf. *angulosa, N.*cf. *acuta, N.* cf. *verbeeki, Heterostegina, Cycloclypeus* にもとづき中新統下部とされたが，この群集は $Te_{1-4}$ に属するだろう。メクウプ(Mekoupe)層は *Spiroclypeus, Operculina, Nephrolepidina* cf. *inflata, N.* cf. *borneensis* など産し，やはり $Te_{1-4}$ に，パマイパヤン (Pamaypayan) 層からは *Spiroclypeus, Operculina, Nephrolepidina* cf. *borneensis, N.* cf. *angulosa* が産し，$Tc_5$ から $Tf_1$ にあたるだろう。

最近，渕本他 (1972) の調査地域は VERGARA & SPENCER の地域を一部包含し，その南方に位置する。各層準より採集した石灰岩中の大型有孔虫を同定した筆者の資料は Fig. 3の如くである。種の range が確定し，従来のいわゆる下部中新統とされたのはそれぞれ $Te_{1-4}$, $Te_5$, $Tf_{1-2}$? を示すものである。なお，Tc-d 層は *Nummulites fichteli, Borelis pygmaeus* などの群集が発見されたことにより確認されたが，

* 最も新しい褶曲時期は Tf2 におこり，負のブーゲ異常帯にあたる。

** 地向斜 (idiogeosynclinal basin) 堆積相の地域で，褶曲時期は鮮新世に生じた。尚，構造区IIは $Tf_2$ に中程度の褶曲時期を持ち，$III_a$ は構造区IIIでの海嶺 (submarine ridge) 地域にあたる。

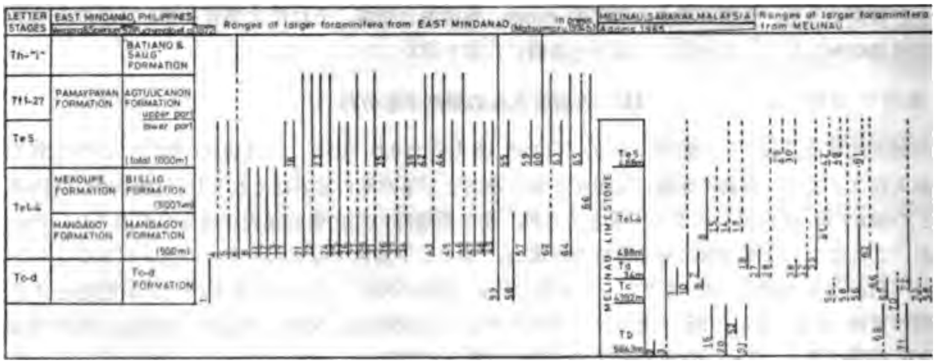


Fig. 3 ミンダナオ島東部およびサラワク・メリナウ石灰岩からの大型有孔虫種および底生有虫特徴種の分布図

1. *Nummulites fichteli*
2. *N. javanus*
3. *N.* sp. (*striata*)
4. *Operculina ammonoides*
5. *O. bartschi*
6. *O. venosa*
7. *O.* sp.
8. *Heterostegina borneensis*
9. *H.* cf. *depressa*
10. *H.* sp.
11. *Spiroclypeus higginsi*
12. *S. leupoldi*
13. *S. margaritatus*
14. *S.* sp.
15. *S.* cf. *tidoenganensis*
16. *S. vermicu Taris*
17. *Cycloclypeus eidae*
18. *C. posteidae*
19. *C.* sp.
20. *Discocyclina* sp.
21. *Nephrolepidina angulosa*
22. *N. cebuensis*
23. *N. ferreroi*
24. *N. inflata*
25. *N. inorata*
26. *N. japonica*
27. *N. parva*
28. *N.* sp.
29. *N. sumatrensis*
30. *N. sumatrensis* var. *inornata*
31. *N. verbeeki*
32. *Eulepidina* cf. *badjirraensis*
33. *E. ephippioides*
34. *E. favosa*
35. *E. fornosa*
36. *E. monstrosa*
37. *E. planata*
38. *E.* sp.
39. *Miogypsinoides abunensis*
40. *M. borodinensis*
41. *M. complanata*
42. *M. dehartii*
43. *M. formosensis*
44. *Miogypsina globulina*
45. *M. gunteri*
46. *M. iaflata*
47. *M. indonesiensis*
48. *M. polymorpha*
49. *M.* sp.
50. *M. thecidae formis*
51. *Pellatispira orbitoidea*
52. *P.* sp.
53. *Amphistegina vadiata*
54. *Borelis inflata*
55. *B. globosa*
56. *B. pygmaeus*
57. *B. schlumbergeri*
58. *B.* sp.
59. *Flosculinella bontangensis*
60. *F. globulosa*
61. *F. reichli*
62. *Austrotrillina howchini*
63. *Kanakaia marianensis*
64. *Sorites martini*
65. *Morginopora vertebralis*
66. *Archaias* sp.
67. *Praerhapydionia delicata*
68. *Planorbulinella larvata*
69. *Fabiania saipanensis*
70. *Halkyardia* sp.
71. *Carpenteria* cf. *proteiformis*
72. *Gypsina globulus*
73. *G. mastelensis*
74. *G. vesicularis*
75. *Dictyoconus melinauensis*

*Eulepidina* が未発見なので，Tc-d とされる。Tc であるかもしれない。Td における *Eulepidin* 城は Fig. 4 で示すように，パラオ，ヤップ，グアム，サイパン各島に存在しないので，Td は一

われるように短期間の堆積であつたろう。メリナウ石灰岩でも Td は 34m と薄い。

### B. パラオ・ヤップ・グアム・サイパン各島

HESS (1948) によれば，パラオ群島はパラオ・九州海嶺上，ヤップ群島は西カロリン海嶺上，グアム・サイパン各島はマリアナ海嶺上に位置する。Fig. 4 はパラオ・ヤップ・グアム・サイパン各島の層序と大型有孔虫および特徴種の range が示されている。$Ta_2$ はパラオ（バベルスハップ島）に，Tb～現生まではグアムに発達する他は，各島それぞれ，侵蝕時期を迎えている。パラオ群島のパラオ石灰岩は田山 (1935) によればグアム・サイパンに広く分布するマリアナ石灰岩と対比されている他，パラオ群島ウルカベル (Urukthapel)，ペリリュー (Pelelieu) 各島から，COLE (1950) により *Cycloclypeus* (*K.*) *transiens*, *Operculina ammonoides*, *O. bartschi*, *Cycloclypeus* sp., *Nephrolepidina palauensis*, *N. rutteni* 等が知られ，Tf(多分 $Tf_{2-3}$)階が認められた。ヤップ群島では，マップ (Map) 層がこれに対比されるが，マリアナ石灰岩に関しては研究されていない。また基底部は他島にみる層準が確認されていない。グアム，サイパン各島についての詳細は筆者が別に公表* しているが，マリアナ石灰岩中の群集 (Fig. 4 参照) はいずれも long range のもので，現在，低緯度地域の珊瑚礁内から近海に生息している (SVERDRUP *et al.*, 1942, COLLINS, 1958, WRIGLITE & MURRAY, 1971) ばかりで，その時代論は多くの議論がある。浅野 (1955) は主に田山の隆起珊瑚礁の分布域から鮮新世に，COLE (1963) は大型有孔虫から鮮新—更新世にしている。大型有孔虫の今後の研究は，*Baculogypsina*—*Calariva*—*Heterostegina suborbicularis* の出現層準を押えること，それらの分布地域外では (Fig. 1 参照)，*Marginopora*—*Sorites*—*Amphistegina* の系統的関係から，また *Cycloclypeus carpenteri* の forma を追求すること等から詳細な分帯が考察されるだろう。サイパン島ではタポーチョウ (Tagpochau) 石灰岩の上下限を押さえるべきである。上位層準からは *Operculina ammonoides*, *O. bartschi*, *O. complanata japonica*, *Homotrema rubrum* が出現し，*O. venosa*, *Cycloclypeus eidae-posteidae*, *Nephrolepidina inornata*, *N. japonica*, *N. parva*, *Miogypsinoides abunensis* *M. bantamensis*, *M. formosensis*, *Miogypsina polymorpha*, 等が消滅する (Fig. 4)。下位層準を規定するのは *Heterostegina borneensis*, *Spiroclypens* 5 種，*Cycloclypeus neglectus* (*C. eidae* と同一種だろう)，*Eulepidina* 6 種，*Nephrolepidina* 6 種，*Miogypsinoides* 7 種，*Miogypsina gunteri* 各種の range からの総括により，$Te_{1-4}$ の中上部あたりと推定される。TODD 他 (1954) によればタポーチョウ石灰岩中の Fina-Sisu 層からのサンプル C-85の浮遊性有孔虫は BLOW の分帯のN 8 である。BLOW (1969, Fig. 27) によれば，電信山 (Densinyama) 層は Tb で，浮遊性有孔虫分帯のP15—17におかれている。層序的に電信山層は，マタンサ (Matansa) 石灰岩の下位層準であるから Tb であることは十分である。ただし，Fig. 4 の各 range は広義のマタンサ層（田山，1938）に定められてあり，電信山層 (HANZAWA, 1957 ; COLE & BRIDGE, 1953) からは積極的な群集は報じられていない。また，田山の電信山層は，上位層準のもので，Te 群集が知られているというが疑問である。

### C. 北大東，エニウェトック，ビキニ，ミッドウエー各島および天皇海山

Fig. 5 には北大東，エニウェトック，ビキニ，ミッドウエー各島のボーリング資料から，および天皇海山のドレッジ資料からの大型有孔虫種および底生有孔虫特徴種の分布図が示されている。天皇海山の資料を除いては各ボーリングの深度資料と同定された range との関係が扱えるわけで，各種の層序的分布域の基準になるだろう。ボーリング柱状図では，各島とも $Te_5$ が $Te_{1-4}$ より薄いことで，これは Fig. 6 と異なる。

#### C-1. 北大東島 (Fig. 5)

深度431.67m まで掘り，105m まではドロマイトで，*Amphistegina radiata*, *Acervulina inhaerens* が圧倒的に多い。しかし，50m 前後より105m までの下位層準は *Sorites marginalis*, *Gypsina globulus*,

* MATSUMARU (1974a, in press) を参照。

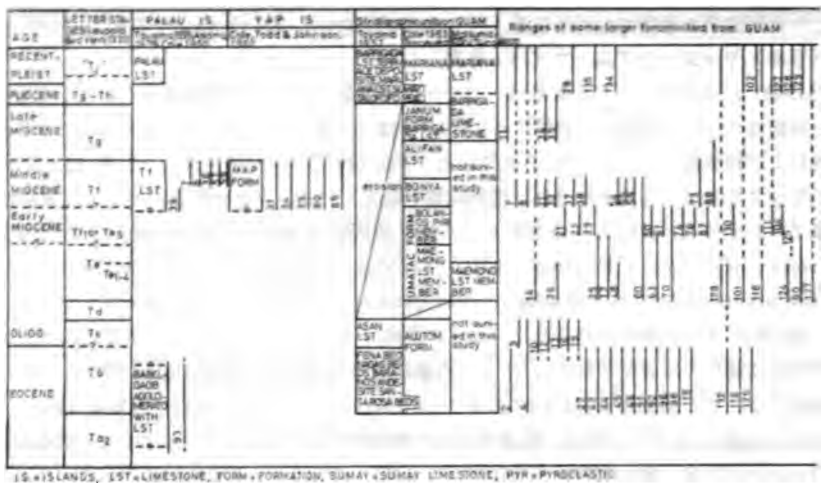
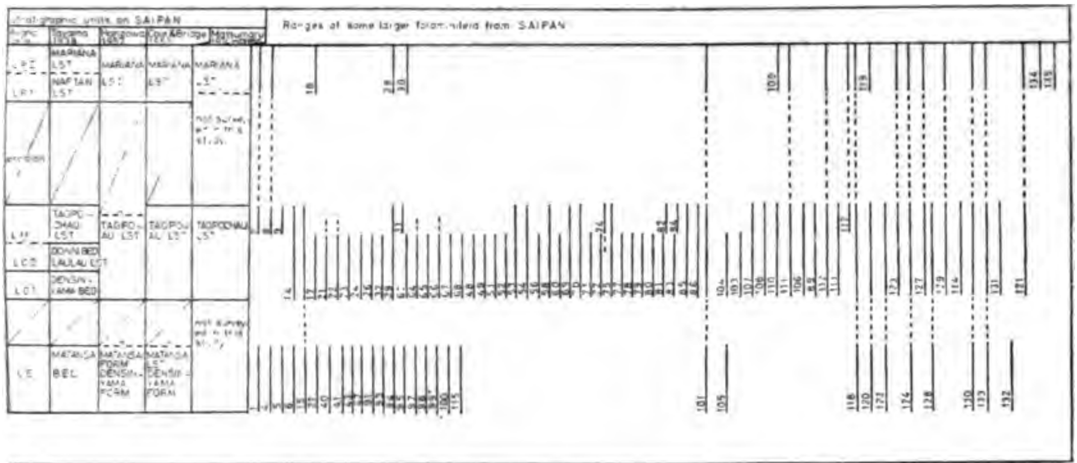



Fig. 4 パラオ，ヤップ，グアム，サイパン各島から

1. *Nummulites bagelensis*
2. *N. djokdjokarta*
3. *N. fichteli*
4. *N. pengaroneasis*
5. *N. striatus*
6. *N.* sp.
7. *Operculina ammonoides*
8. *O. bartchi*
9. *O. complanata japonica*
10. *O. eniwetokensis*
11. *O. lucidisutura*
12. *O. saipanensis*
13. *O. subformai*
14. *O. venosa*
15. *O.* sp.
16. *Heterostegina aequatoria*
17. *H. borneensis*
18. *H. depressa*
19. *H. saipanensis*
20. *H. suborbicularis*
21. *Spiroclypeus higginsi*
22. *S. leupoldi*
23. *S. orbitoideus*
24. *S.* sp.
25. *S. yabei*
26. *S. tidoenganensis*
27. *S. vermicularis*
28. *Cycloclypeus carpenteri*
29. *C. eidae*
30. *C. guembelianus*
31. *C. indopacificus*
32. *C. neglectus*
33. *C. posteidae*
34. *C. postindopacificus*
35. *C. rectilata*
36. *C.* sp.
37. *C. (Katacycloclypeus) annulatus*
38. *C. (K.) martini*
39. *C. (K.) transiens*
40. *Discocyclina dispansa*
41. *D. indopacifica*
42. *D. omphala*
43. *D.* sp.
44. *Asterocyclina matanzensis*
45. *A. peruria*
46. *A. praecipua*
47. *A. stellaris*
48. *Nephrolepidina angulosa*
49. *N. brouweri*
50. *N. cubiculirhomboidea*
51. *N. ferreroi*
52. *N. flexuosa*
53. *N. inornata*
54. *N. japonica*
55. *N. martini*
56. *N. morgani*
57. *N. palauensis*
58. *N. parva*
59. *N. rutteni*
60. *N. sumatrensis*
61. *N. verbeeki*
62. *Eulepidina bridgei*
63. *E. ephippioides*
64. *E. formosa*
65. *E. gibbosa*
66. *E. monstrosa*
67. *E. planata*
68. *E.* sp.

*Homotrema rubrum* が多く，細分は可能だろう。一応105m までは更新統～現生と考察される。105～137 m までは $MgCO_3$ 量は減る石灰岩で，*Sorites marginalis*, *Gypsima globulus*, *Amphistegina radiata*, *Acervulina inhaerens* 群集からなり，相対量は少なく，Tg-h 階に考察される。137～209m 区間は



の大型有孔虫種および底生有孔虫特徴種の分布図

69. *Miogypsinoides abunensis*
70. *M. bantamensis*
71. *M. borodinensis*
72. *M. complanata*
73. *M. cupulaeformis*
74. *M. dehaartii*
75. *M. formoseasis*
76. *M. grandipustula*
77. *M. lateralis*
78. *M. mauretanicus*
79. *M. saipanensis*
80. *M. ubaghsi*
81. *M.* sp.
82. *Miogypsina globulina*
83. *M. gunteri*
84. *M. inflata*
85. *M. polymorpha*
86. *M.* sp.
87. *M. thecidaeformis*
88. *Rotalia atjehensis*
89. *R. mecatepecensi*
90. *R. saipanensis*
91. *Pellatispira orbitoidea*
92. *P. provaleae*
93. *P. rutteni*
94. *P.* sp.
95. *Biplanispira absurda*
96. *B. fulgeria*
97. *B. inflata*
98. *B. mirabilis*
99. *B. mirabilis* var. *depressa*
100. *B. mirabilis* var. *elliptica*
101. *Amphistegina radiata*
102. *A. madagascarensis*
103. *Borelis parvulus*
104. *B. pygmaeus*
105. *B. vanderschmitti*
106. *Flosculinella globulosa*
107. *Austrotrillina howchini*
108. *Kanakaia marianensis*
109. *Sorites marginalis*
110. *S martini*
111. *Marginopora vertebralis*
112. *Planorbulinella larvata*
113. *Neoplanorbulinella saipanensis*
114. *Borodinia septentrionalis*
115. *Fabiania saipanensis*
116. *Halkyardia bikiniensis*
117. *Homotrema rubrum*
118. *Sporadotrema cylindricum*
119. *S. mesentricum*
120. *S.* sp.
121. *Miniacina miniacea*
122. *Carpenteria proteiformis*
123. *C. utricularis*
124. *C.* sp.
125. *Eorupertia semiornata*
126. *E. plecte*
127. *Acervulina inhaereus*
128. *A. Linearis*
129. *A.* (*Ladoronia*) *vermicularis*
130. *Gypsina globulus*
131. *G. marianensis*
132. *G. saipanensis*
133. *G. vesicularis*
134. *Calcarina spengleri*
135. *Baculogypsina sphaerulata*

とたんに多くの大型有孔虫が出現し，*Operculina gaimardi*, *Heterostegina depressa*, *Cycloclypeus communis*, *Nephrolepidina* sp. (HANZAWA, 1940も疑っていたように，*N. tournoueri* ではなく，多分，*N. rutteni* であろう)，*Miogypsina polymorpha*, *M. borneensis*. *Austrotrillina howchini*, 等各

種が産出する。209～300m 区間は *Miogypsinoides dehaartii* が発見され，明らかに $Te_5$ を指示する。300～431.67m までは *Spiroclypeus margaritatus*（本種の range の上限が $Te_{1-4}$ と $Te_5$ とを分ける基準になりそうである），*Nephrolepidina tournoueri*, *N. plicomargo*, *Miogypsinoides bantamensis*, *M. lateralis*, *M. borodinensis* 群集からなる。この区間の層準に *Eulepidina* が確認されないが，小笠原諸島父島南崎石灰岩からは *E. richthofeni*（＝*E. formosa*），*E. iwasakii*, *Spiroclypeus*, *Heterostegina* 群集（HANZAWA, 1947, 松丸，1973）が知られている。サイパンにも，ルソン島マニラ近郊のビナンゴナン（Binangonan）石灰岩にも *Eulepidina formosa* が，台湾台東県に *Eulepidina* が知られるから，$Te_{1-4}$ 上部層および $Te_5$ には台湾と父島を結ぶ線以北には，*Eulepididina* が分布しなかつたろう。北大東島には Tb にあたる地層はないが，石垣島では野底層から *Asterocyclina matanzensis*, *A. penuria*, *A.* sp., *Discocyclina javana*, *Pellatispira provaleae*, *Fabiania saipanensis* 等（COLE, MS. 1959 in FOSTER, 1965）が，不整合下の宮良層から上記の種の他に *Biplamispira mirabilis*, *Nummulits pengaronensis*, 等が産出している。また，西表島でも氏家・宮城（1973）により，*Nummulites*, *Asterocyclina* が宮良層から産出している。これは Tb 階の大型有孔虫の分布に重要である。

**C-2. エニウェトック島**(Fig. 5)

COLE (1957) は大型有孔虫を調べた際，深度1388.7m まで，Letter Stage を適用した。鮮新統～現生としている区間は深度67.1m であるが，187.5m までは何ら特徴的な種は産出しない関係上，ここまでを Th (Pliocene) としたい。67.1m までは *Heterostegina suborbicularis*, *Cyclocypeus carpenteri*（本種は表面形態から，*C. guembelianus* と区別されるが，Fig. 6 で見るように，後種の出現は $Tf_{1-2}$ である），*Sorites marginalis*, *Marginopora vertebralis*, *Calcarina spengleri* 各種が産出する。187.5～262.1m 区間は *Operculina lucidisutura*, *O. rectilata*, *O. amplicuneata*, *Alveolinella quoii*, *Borelis schlumbergeri* 群集からなり，Tg を指示する。262.1～329.2m 区間からは *O. bikiniensis*, *Cycloclypeus indopacificus*, *Nephrolepidina sumatrensis*, *N. orientalis*, *Miogypsinoides cupulaeformis* 群集が識別され，Tf である。329.2～425m 区間は $Te_5$ 群集からなる。425～819m 間は *Heterostegina duplicamera*, *H. borneensis*（本種の上限は深度369.1m まで出現し，$Te_5$ まで産し，*M. dehaartii* と共産するが，珍らしい例である），*Spiroclypeus leupoldi*, *S. margaritatus*, *S. yabei*, *Nephrolepidina* 2種，*Eulepidina* 2種，*Miogypsinoides* 2種，*Borelis* 2種，*Archaias eniwetokensis*, *Marginopora vertebralis*, *Eorupertia semiornata*, *Gypsina vesicularis* 各種が産出する。819～854.6 m 間は *Heterostegina suborbicularis* と *Gypsina vesicularis* 2種しか確認されていないので Letter Stage の位は不確である。基底の玄武岩までは1413.05m の深度があるが，854.6～1388.7 m の区間まで，大型有孔虫が確認され，*Operculina* 3種，*Nummulites pengaronensis*, *N. djokdjokarta*, *Heteostegina* 3種，*Spirroclypeus albapustula*, *S. vermicularis*, *Asterocyclina* 5種，*Pellatispira orbitoidea*, *Biplanispira fulgeria*, *B. mirabilis*, *Fabiania saipanensis*, *Coskinolina rotaliformis*, *Pseudochrysalidina eniwetokensis*, 等の群集からなり Tb に置かれる。

**C-3. ビキニ島** (Fig. 5)

COLE (1954) は次のように分帯している。鮮新統の基底は深度259m で，*Operculina rectilata*, *Cycloclypeus carpenteri*, *Heterostegina suborbicularis*, *Marginopora vertebralis* 群集が産する。Tg は大型有孔虫は少なく259～314m 区間にあたる。$Tf_3$ は 314～347 m 区間にあたり，*Operculina bikiniensis*, *Nephrolepidina orientalis*, *Miogypsinoides cupulaeformis* が知られ，*N. rutteni* は産しない。347～421m 間は $Tf_{1-2}$ を示す群集で，*Nephrolepidina parva*, *N. verrucosa*, *Miogypsina borneensis*, *M. indonesiensis* が知られる。421～485m までは $Te_5$ で，*Nephrolepidina* 5種が存在する。485～631m 間は $Te_{1-4}$ で，*Spiroclypeus leupoldi*, *S. margaritatus*, *S. yabei*, *Heterostegina nigripustula*, *H. pusillumbonata*, *Nephrolepidina augusticamera*, *N. pumilipapilla*, *N. flexuosa*, *Eulepidina* 3種，

*Miogypsinoides borodinensis*, *M. grandipustula*, *M. ubaghsi*, *Austrotrillina howchini* 群集からなる。Td は631～716.4m 区間で *Eulepidina abdopustula*, *Flosculinella globulosa* 両種が産出する。716.4～779.58m までは *Halkyardia bikiniensis*, *Gypsina bikiniensis* が産出する。*Halkyardia* は一般に Tb～Tc の range を持つが，ここでは，Tb を特徴づける種が産出していないので，Tc に置かれるが Tb でないとはいえない。

**C-4. ミッドウエー島** (Fig. 5)

2本のボーリング・コアー中から産出する大型有孔虫からみると，*Heterostegina suborbicularis* が深度125.66m まで長い range を持ち，Pliocene の基底と判定される。179.95～282.74m 間は *Miogypsinoides dehaartii* が，また，*Spiroclypeus margaritatus* が292.80～343.43 m 間に産出することから，それぞれ，$Te_5$ と $Te_{1-4}$ が確認される。しかし，Tf から Th 間の境界はどこに引くかは貧弱な群集では判定できない。*Heterostegina suborbicularis*, *Sorites orbiculus*, *S. marginalis*, *Borelis melo*, *Marginopora vertebralis* 種が産出する 0～179.95 m 間は，一応 Tf～現生としたい。$Te_5$ は 179.95～282.4 m 間で，*Miogypsinoides dehaartii*, *Borelis melo*, *Sorites orbiculus*, *Marginopora vertebralis* 群集からなる。282.74～504m までは $Te_{1-4}$ とされているが，*Spiroclypeus margaritatus*, *Borelis melo*, *Austrotrillina striata*, *Flosculinella globulosa* などは，318.12～351.06m 間に出現しており，351.06～504m までは確実に $Te_{1-4}$ であるかは疑わしい。

**C-5. 天皇海山** (Fig. 5)

天皇海山の資料は DAVIES, WILDE, CLOGUE 3氏(スクリプス海洋研究所員) の調査で採集した石灰岩は4カ所のうち，D5843, D5846の2本のドレッジ中のものから次の大型有孔虫が筆者から同定された。前者は北緯34°46.7′，東経171°49.8′の位置で深度827～628m 区間の海底採集によるもので，*Spiroclypeus tidoenganensis*, *Miogypsinoides borodinensis* があり，$Te_{1-4}$ 階にあたる。また，火山礫の KA 法放射年代は 42.8, 48.5, 26.1百万年が得られたが，上述の種から，26.1百万年が期待できる。一方，後者は北緯 32° 17.5′，東経 172°47.5′で，深度 646～412m 区間で得られた。この資料からは *Spiroclypeus vermicularis* 一種が同定されたにすぎないが，本種の range は東インド諸島の Tb に特徴的である。

**D. 徳之島** (Fig. 1)

大型有孔虫の層序的分布のうち，Pliocene～現生間の分帯はなされていない。筆者はマリアナ石灰岩および琉球層群中の大型有孔虫の系統的研究を続行中であるが，徳之島では概略次のようである。徳之島の更新統層序は中川 (1967) により，上位より下位へ不整合関係で3層に分類され，それぞれ，亀津層 (層厚50～60m, 石灰岩，砂岩，礫岩，泥岩よりなる)，木之香層 (層厚20～40m, 石灰岩，砂岩，礫岩からなる)，糸木名層 (層厚150m 以上，石灰岩，砂岩，礫岩，褐炭からなる) である。3層は徳之島南部の阿権川を挟む地域に良く発達し，露頭は良好なため，阿権—八重竿—糸木名—犬田布の道路に沿つて，合計18地点よりサンプリングした。大型有孔虫は亀津層では *Operculina bartschi*, *O.* sp. *Heterostegina* sp. (=*H. suborbiculus*), *Cyclocypeus carpenteri* (阿権に多く，犬田布では産しない), *Sorites marginalis*, *Marginopora vertebralis*, *Alveolinella quoii*, *Amphistegina radiata*, *Sporadotrema cylindricum*, *Homotrema rubrum*, *Calcarina spengleri*, *Gypsina globulus*, *Planorbulinella larvata* が産出する。木之香層から，*Operculina bartschi*, *Cycloclypens carpenteri*, *Sorites marginalis*, *Marginopora vertebralis*, *Alveolinella quoii*, *Amphistegina radiata*, *Sporadotrema cylindricum*, *Baculogypsina sphaerulata*, *Calcarina spengleri*, *Gypsina globulus* の各種が同定された。糸木名層は *Operculina bartschi*, *O.* sp., *Heterostegma* cf. *suborbiculus*, *Cycloclypeus carpenteri*, *Sorites marginalis*, *Marginopora vertebralis*, *Amphistegina radiata*, *Sporadotrema cylindricum*, *Homotrema rubrum*, *Baculogypsina sphaerulata*, *Calcarina spengleri*, *Gypsina globulus*, *Borelis pulchrus*, *Archaias* sp, *Peneroplis pertusus* が産出する。それ故，亀津層は *Alveolinella quoii*—*Calcarina spengleri* 帯，

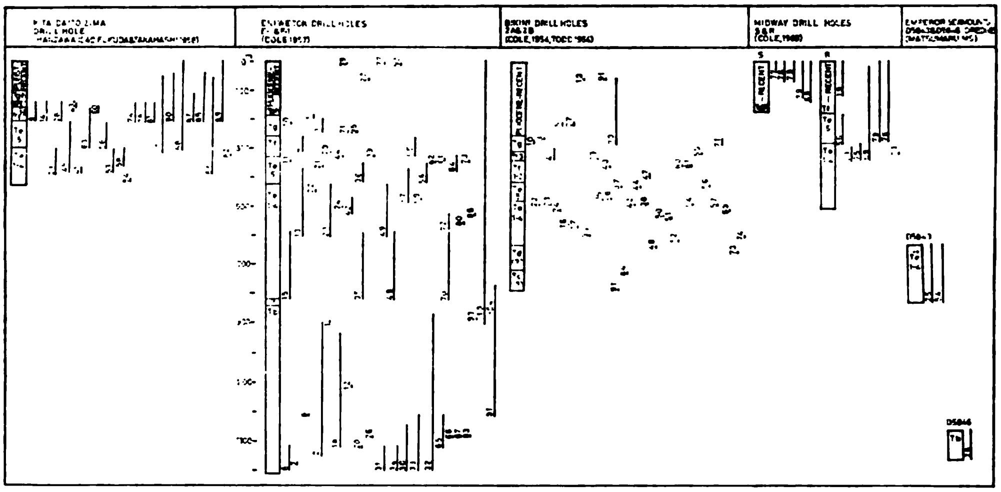


Fig. 5 北大東，エニウェトック，ビキニ，ミッドウェー各島のボーリング資料および天皇海山のドレッジ資料からの大型有孔虫種および底生有孔虫特徴種の分布図

1. *Nummulites djokdjokarta*
2. *N. peagaronensis*
3. *Operculina amplicuneata*
4. *O. bikiriensis*
5. *O. rectilata*
6. *O. saipanensis*
7. *O. subformai*
8. *O. eriwetokensis*
9. *O. gaimardi*
10. *O. lucidisutura*
11. *O. victoriensis*
12. *Heterostegina aequatoria*
13. *H. borneensis*
14. *H. depressa*
15. *H.duplicamera*
16. *H. nigripustula*
17. *H. pusillumbonata*
18. *H. saipanensis*
19. *H. suborbicularis*
20. *Spiroclypeus albapustula*
21. *S. higginsi*
22. *S. leupoldi*
23. *S. margaritatus*
24. *S. yabei*
25. *S. tidoenganensis*
26. *S. vermicularis*
27. *Cycloclypeus carpenteri*
28. *C. communis*
29. *C. indopacificus*
30. *Asterocylina centripilaris*
31. *A. incisuricamerata*
32. *A. matanzensis*
33. *A. penuria*
34. *A. praecipua*
35. *Nephrolepidina augusticamera*
36. *N. bikiniensis*
37. *N. cubiculirhombiodea*
38. *N. flexuosa*
39. *N. orientalis*
40. *N. parva*
41. *N. plicomargo*
42. *N. pumilipapilla*
43. *N.* sp.
44. *N. sumatrensis*
45. *N. tournoueri*
46. *N. unipilaris*
47. *N. verrucosa*
48. *Eulepidina abdopustula*
49. *E. ephippioides*
50. *E. formosa*
51. *E. gibbosa*
52. *E. planata*
53. *Miogypsinoides bantamensis*
54. *M. borodinensis*
55. *M. cupulaeformis*
56. *M. dehaartii*
57. *M. grandipustula*
58. *M. lateralis*
59. *M. ubaghsi*
60. *Miogypsina borneensis*
61. *M. indonesiensis*
62. *M. musperi*
63. *M. polymorpha*
64. *M. thecidaeformis*
65. *Pellatispira orbitoidea*
66. *Biplanispira fulgeria*
67. *B. mirabilis*
68. *Amphistegina radiata*
69. *Borelis melo*
70. *B. primitive*
71. *B. schlumbergeri*
72. *B. pygmaeus*
73. *Flosculinella globulosa*
74. *Austrotrillina howchini*

75. *A. striata*
76. *Sorites orbiculus*
77. *S. marginalis*
78. *S. martini*
79. *Marginopora vertebralis*
80. *Archaias eniwetokensis*
81. *Planorbulinella larvata*
82. *Borodina septentrionalis*
83. *Fabiania saipanensis*
84. *Halkyardia bikiniensis*
85. *Homotrema rubrum*
86. *Sporadotrema cylindricum*
87. *Carpenteria proteiformis*
88. *Eorupertia semiornata*
89. *Acerbulina inhaerens*
90. *Gypsina globulus*
91. *G. vesicularis*
92. *Calcarina spengleri*
93. *Coskinolina rotaliformis*
94. *Pseudochrysalidina eniwetokensis*
95. *Alveolinella quoii*

木之香層は *Alveolinella quoii—Baculogypsina sphaerulata—Calcarina spengleri* 帯，糸木名層は *Borelis pulchrus—Archaias* sp.—*Peneroplis pertusus—Cycloclypeus carpenteri* 帯と３分帯される。しかし，*Alveolinella quoii* はエニウェトック島で見ると Tg から出現するが，低緯度地域では $Tf_1$ から出現する。だが，糸木名層では貧弱な産出であるためか今回発見されない。*Borelis pulchrus* は ADAMS (1973) によれば，更新統以前には産出報告がない種だが，現生まで生存する。しかし，亀津・糸木名両層から産出しない。*Cycloclypeus carpenteri* は現在も生息している種であるが，亀津層には産しない。このように鮮新統より現生までの長い range の種であつても，それが豊富に繁栄する時期と貧弱な時期とがあつたのかもしれない。これは石灰岩相を分帯する上で今後注目すべきであろう。

## VI　大型有孔虫の地理・古地理的分布

大型有孔虫各属種の分布域はそれらの生息環境に支配されることが多い。現生の大型有孔虫の資料では SVERDRUP *et al.* (1942)；WRIGHT & MURAY (1971)，MURAY (1971) によれば，各属により多少異なるが，深度０～60m，水温18～27°C，塩分濃度34～40‰の条件下に多く，海草類の光合成帯に生息する。これは地質時代においても同様であつたらしい (COLOM, 1952他)。西太平洋地域では，各階に特徴的であつた属種の北限分布域 (NLD 曲線—仮称) を古地理的に表現したのが Fig. 1であり，各階に特徴的な種であつても NLD 曲線外では，その種が欠けるからといつて，ある階に合致しないのではないかという疑問が解消されるだろう。ヨーロッパでは SCHAUB (1964)，BERGREEN (1971) が指摘するように Montian-Thanetian 階から Nummulitidae と Alvcolinidae が出現するが，東インド諸島ではこれに相当するのが，$Ta_1$ であるけれど，上述２科が出現するのは $Ta_{1-2}$ 付近からである。$Ta_2$-b は Fig. 1の *Nummulites-Discocyclina* s. str. の NLD 曲線で代表され，九州の天草地域（波多江，1960；HANZAWA & URATA, 1964），四国の石鎚地域（永井他，1962）を北限域とし東部は母島 (HANZAWA, 1947；MATSUMARU, 1971)，サイパン，グアムの東，西部は石垣島 (FOSTER, 1967)，西表島（氏家他，1974）から台湾 (HANZNWA, 1931) 中軸帯までの分布域が推定される。Tb に入ると *Pellatispira—Biplanispira* が出現し始め，この NLD 曲線は先の $Ta_2$-b の更に東海域のエニウェトック島まで広がる。Tc-d は Tb NLD 曲線が低中緯度まで下がり，網目状 *Nummulites* (*N. fichteli*) の出現から消滅までの期間である。Td ではこの他に *Eulepidina*, *Lepidocyclina isolepidinoides* の出現がある。*Nummulites fichteli* NLD 曲線は北限が橋本・佐藤 (1968—1970) によるミンドロ島のブグトン岬の石灰岩（フィリピン唯一の Td で，*N. fichteli*, *E.* cf. *papuaenis* が産する）からグアム島を結ぶ線にあたり，西はボルネオ島西部のメリナウ，スマトラ西部のニアス島，東はニューギニアの東海域に及ぶだろう。$Te_{1-4}$ は *Heterostegina borneensis* NLD 曲線で代表され，ルソン島マニラ北方のシブルからサイパン島，ビキニ島を結ぶ線が北限になる。$Te_5$ はこの線より北上し，*Miogypsinoides dehaartii* NLD 曲線は台湾膨湖諸島 (MATSUMARU, 1968) から父島，ミッドウエーを結ぶ線が北限となる。一方，*Eulepidina-Spiroclypeus* NLD は $Te_5$ の時期には，*M. dehaartii* よりも北上して，父島から天皇海山D5843まで分布域を広げていた。$Tf_1$ では，*Flosculinella globulosa—F. bontangensis* はルソン島セルバンテス，サイパン島から

ビキニ島までの海域に生息していた。しかし，日本列島では *Nephrolepidina—Miogypsina globulina* 帯，漸移帯の時期にあたり，*Cycloclypeus posteidae* が関東地方まで，また，*Nephrolepidina japonica* が秋田県湯沢北方まで分布していたのである（MATSUMARU, 1971, 1973）。$Tf_2$ は *Nephrolepidina* と共産しない *Miogypsina kotoi—Operculina complanata japonica* 帯にあたり，青森県鰺ケ沢まで分布域を広げている。$Tf_3$-Tg には *Operculina complanata japonica* は北海道渡島半島江差方面までとさらに拡大した。このように日本の新第三紀には $Tf_1$～Tg まで大型有孔虫が漸次北進して行ったことになる。更新階を Letter Stage では用いられないが，仮に Ti とすると，特徴的な *Baculogypsina sphaerulata* と *Calcarina spengleri* の両 NLD 曲線が引ける。それぞれ両者は奄美大島，サイパン島，フェニックス諸島，カントン島を結ぶ線，後者は奄美大島とビキニ島，ギルバート諸島，オノトア島と結ぶ線になっている。現生の大型有孔虫（*Marginopora*, *Sorites*, *Peneroplis*, *Spirolina*, *Dendritina*, *Amphistegina* 他各属）の NLD 曲線は25°C 表層水温域が最大に北進する８月頃にあたる。

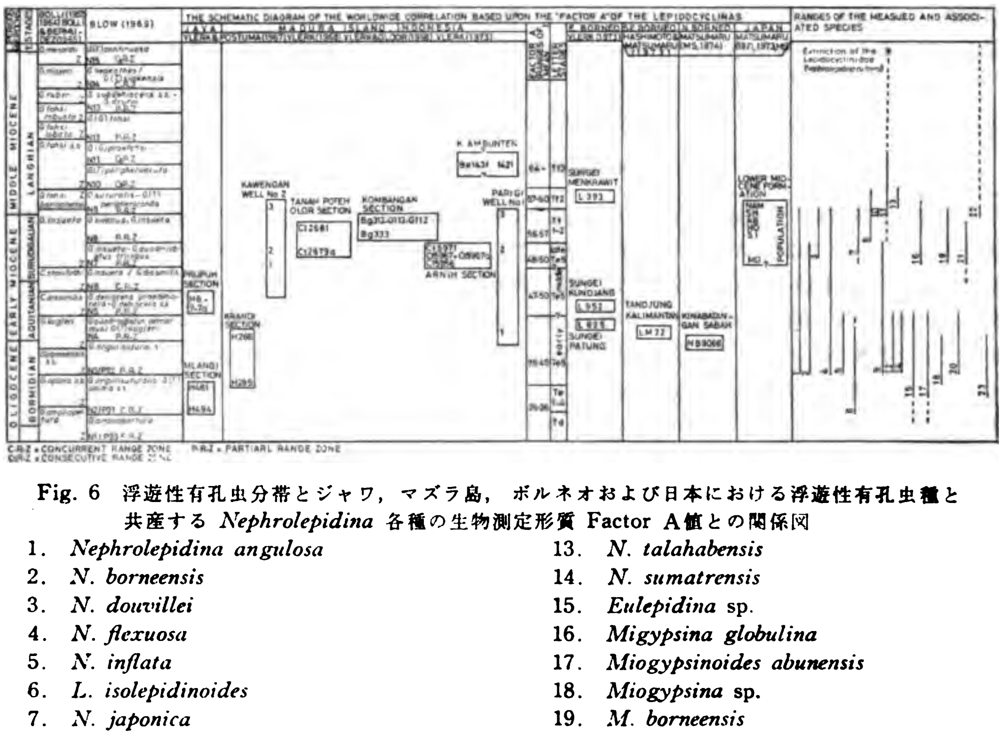


Fig. 6　浮遊性有孔虫分帯とジャワ，マズラ島，ボルネオおよび日本における浮遊性有孔虫種と共産する *Nephrolepidina* 各種の生物測定形質 Factor A値との関係図

1. *Nephrolepidina angulosa*
2. *N. borneensis*
3. *N. douvillei*
4. *N. flexuosa*
5. *N. inflata*
6. *L. isolepidinoides*
7. *N. japonica*
8. *N. martini*
9. *N. parva*
10. *N. orientalis*
11. *N. rutteni*
12. *N. perornata*
13. *N. talahabensis*
14. *N. sumatrensis*
15. *Eulepidina* sp.
16. *Migypsina globulina*
17. *Miogypsinoides abunensis*
18. *Miogypsina* sp.
19. *M. borneensis*
20. *Cycloclypeus eidae*
21. *C. posteidae*
22. *C. guembelianus*
23. *Spirolypeus margaritatus*

## V　*Nephrolepidina* 属各種の胚芽室促進と浮遊性有孔虫との関係

筆者は大型有孔虫分帯は Oppelzone と Phylozone との相互から吟味すべきと考えている。後者に関して，Lepidocyclinidae, Nummulitidae, Miogypsinidae の各科の種間の系統関係が研究され始めた。こ

こでは *Nephrolepidina* 属*の系統関係各種の胚芽室構造形態の促進変化を取り扱い，それの数値化，すなわち Factor A (VLERK, 1963 ; PIERONI, 1965, SERPAGLI & SIROTTI, 1967, MATSUMARU, 1971 等) が最も信頼される単一形質になっている。胚芽室構造形態は一般に isolepidine→nephrolepidine→trybliolepidine に変化しているが，Factor A 値も数値がそれに一致して増大する。また，同一層準では種に関係なく，この数値が95%確率で，平均値間の差の検定 (t-検定) は無為になっている。数値に注目すると，各階ごとに，あるときは急激に増大し，また，あるときは停滞することも確認されてきて，t-検定だけでは十分ではない。しかし数値の類似を利用して，国際間の対比の目安にしようと現在試みられている。これは今後，各科各種の系統関係との関連性と合わせ，一層有効になるだろう。Fig. 6は浮遊性有孔虫と共産する *Nephrolepidina* 属において，後者の Factor A を総括検討したものである。

**A.　ジャワ** (VLERK & POSTUMA, 1967 ; VLERK & GLOOR, 1968 ; VLERK, 1968 ; 1973)

東ジャワの Mlangi section ではサンプルH494，と126m 上位のH481は BOLLI (1957, 1964)．BOLLI & BERMUDEZ (1965) の有孔虫分帯の *Globortalia opima* s. str. 帯にあたり，両サンプルから *Lepidocyclina isolepidinoides* が産出する。H494は Td と $Te_{1-4}$ の境界付近にあたり，ここの Factor A 値は35.8 (n=97標本測定) である。また，Prupuh section のH6-7-7a は同じく *Catapsydrax dissimilis* 帯にあたり，$T_{e5}$ 中部とされ，*Nephrolepidina parva* の Factor A 値は47.4 (n=133) である。

**B.　マズラ島** (VLERK & POSTUMA, 1967 ; VLERK, 1968 ; VLERK & GLOOR, 1968 ; VLERK, 1973)

Krandi section ではH285とその426m 上位層準のH266はそれぞれ *G. opimas*. s. str. 帯, *Globigerina ciperoensis* s. str. 帯にあたり，*L. isolepidinoides* の Factor A 値は各 36.0 (n=94)，41.7 (n=34) である。VLERK によれば両層準とも $Te_5$ 下部とされる。Kawengan 2号井戸は上位より下位へサンプル 3，(730～732.5m 間)，2 (1009～1074.4m 間)，1 (1429～1518.6 m 間) が取られた。それぞれ，3は *N. martini* の Factor A 値は57.2 (n=8) であり，2は *N. douville*, *N. japonica*, *N. parva*, *Miogypsina borneensis* のうち *N. parva* の Factor A は51.3 (n=89) を示し，1は *N. parva*, *M. bormeensis* からなり，前種の Factor A 値は 50.0 (n=32) である。浮遊性有孔虫分帯からみると，3は *Globorotalia fohsi barisanensis* 帯，2と1は *Globigerinatella insueta* 帯にあたる。Letter Stage はそれぞれ，$Tf_2$ と $Te_5$ 下部とにあたる。Tanah Poteh Olor section では Ct 2679 Aの *N. parva* の Factor A 値が50.4 (n=39) で，160m 上位の Ct 2681の *N. martini* と *N. rutteni* の Factor A 値は56.1 (n=38) で，両層準は $Te_5$ 下部と $Tf_{1-2}$ とにあたる。Kombangan section で Bg 333と Bg 312—G113—G112はいずれも *Catapsydrax dissimilis* 帯から *Globigerinatella insueta* 帯にあたり，$Tf_{1-2}$ である。Bg 333は *N. martini* が産し，この125m 上位層準の Bg 312—G113—G112からの *N. martini* と *N. rutteni* の Factor A 値は57.0 (n=135) である。さらに，140*m* 上位のH 295—Bg 296—297は *Globorotalia fohsi barisanensis* 帯にあたり，$Tf_2$ とされ，*N. martini* と *N. rutteni* の Factor A 値は58.5 (n=194) である。Arnih section では Ct 5956, Ct 5967, Ct 5967 A は *N. parva* の Factor A 値がそれぞれ49.0 (n=36)，49.3 (n=41)，50.4 (n=39) であり，$Te_5$ 上部である。Ct 5971からの *N. parva* と*N . martini* の Factor A 値は51.4 (n=12) で，$Te_5$ 上部である。Parigi 1号井は160～281m 区間のサンプル3で，*Cycloclypeus guembelianus*, *M. borneensis*, *N. douville*, *N. flexuosa*, *N. japonica*, *N. martini*, *N. orientalis*, *N. rutteni* が産出し，$Tf_{1-2}$ であり，*G. insueta* 帯である。*N. japonica* の Factor A 値は57.4 (n=16) である。337m 下位層準のサンプル2は618～627m の区間で，*C. posteidae*, *M. borneensis*, *N. borneensis*, *N. parva* が知られ，$Te_5$ 上部，

* HANZAWA (1962) が属に昇格したもので，筆者 (1971) もこの分類を支持するが，EAMES *et al*. (1962) は亜属にしている。しかし BERGGREN (1964) が批判しているように EAMES 他の分類基準やまた COLE (1964) の総括している亜属 *Polylepidina* を含めた分類もやはり疑問である。

*N. parva* と *N. borneensis* と Factor A の値は48.0(n=20)である。さらに29m 下位のサンプル1は656〜702m 間で，*C. eidae*, *M.* sp., *Eulepidina* sp., *N. borneensis*, *N. flexuosa*, *N. isolepidinoides N. parva* が産出し，$Te_5$ 下部である。*N. parva* と *N. isolepidinoides* の Factor A 値は45.0(n=30)である。K. Ambumten の Be 1431, 1421の両サンプルは $Tf_3$ で，*N. rutteni** から，Factor A 値は64.9 (n=42) である。

**C. 東ボルネオ** (VLERK, 1973)

Sungei Patung のサンプル L625は LEUPOLD の資料で，*E. dilatata*, *N. parva* を産し，$Te_5$ 下部である。*N. parva* の Factor A 値は44.4 (n=67) で，また，Sungei Kundjang の LEUPOLD の資料 L952からは *M.* sp., *N. brouweri*, *N. ferreroi*, *N. flexuosa*, *N. parva* が産出し，*N. brouweri* の Factor A 値は47.6 (n=48) である。LEUPOLD & VLERK(1931) の Sungei Menkrawit のL393は *M. polymorpha*, *M. thecidaeformis*, *N. parva*, *N. bonarellii N. flexuosa*, *N. inflata*, *N. talahabensis* が知られ，$Tf_2$ である。*N. talahabensis* の Factor A 値は59.9 (n=20) である。

**D. 東南ボルネオ** (HASHIMOTO & MATSUMARU, 1973)

タンジョン油田のベライ層 LM 22から産する *N. parva* の Factor A 値は42.02±4.46 (n=30) である。

**E. 北ボルネオ** (MATSUMARU, MS, 1974)

C. G. ADAMS の Kinabatangan section の NB 9066からは *N. inflata*, *N. perornata*, *N. angulosa*, *N. sumatrensis* var. *inornata*, *M.* sp. が共産し，Factor A 値は *N. inflata* において，41.22±4.81 (n=23)，*N. angulosa* では42.93±4.41 (n=6)，*N. sumatrensis* var. *inornata* は 42.45±5.68 (n=4) である。但し，後2者は測定値が少ないので信頼されないが，3者とも近似値を示す。

**F. 日本** (MATSUMARU, 1971, 1973, MS)

下部中新統から産出する *N. japonica* および *N. angulosa* の Factor A 値は測定数の多いもので見ると，桃の木層の MO では，*N. japonica* から 49.66±6.91 (n=39)，下白岩層の上部層準(SHU)では，*N. japonica* で Factor A 値は 54.78±6.95(n=35)，*N. angulosa* で 56.00±7.29 (n=35) となる。滑川 (NAM) の *N. joponica* の Factor A 値は55.40±7.16 (n=26) である。従って $Te_5$ (最) 上部ないし $Tf_1$ から $Tf_2$ に属することになるが，Factor A 値の平均値50付近は $Tf_1$ にした方が都合よい。

## VI 結語

低緯度地域で立てられた Letter Stage は，北緯42度 (Fig. 1) 付近までは適用できるだろう。東インド諸島の Ta 上部層 ($Ta_2$) 最上部層**から Tb 下部層に関しては，わずかに，パラオ群島，天草そして石鎚山付近迄発達するようである。しかし，いずれも貧弱な群集で，低緯度地域にみる *Nummulites nuttali*, *N. thalica*, *N. javanus*, *N. bagelensis*, *N. variolarius*, *Assilina dandotica*, *A. orientalis*, *A. granulosa*, *A. spira*, *Discocyclina javana*, *D. fritschi*, *D. sowerbyi*, *Lacazinella wichmanni*, *Pellatispira rutteni*, P. sp., *Linderina* sp., 等のような豊富な群集ではなく，殆んどは中緯度まで移住していない。Tb は厳密には，*Asterocyclina centripilaris*, *A. penuria* 等の出現で押えるべきだが，少し遅れて出現する *Spiroclypeus vermicularis*, *Biplanispira absurda*, *B. mirabilis*, *B. fulgeria*, *B. inflata*, *Pellatispira orbitoidea*, *P. provaleae* が広範囲に，しかも，多産するため，この群集の層準で

* 本種はマズラ島の Kawengan 2号井戸の中部層群からも産出する。BLOW (1969) によれば，120〜565m の区間は浮遊性有孔虫分帯のN17の一部からN12の一部を示している。*N. rutteni* はその間のN15中頃におかれるようである。これは今迄に知られた資料では最上位層準にあたるわけで，Fig. 6 にも示しておいた。

** 多分，SCHAUB (1964) の Ilerdian 階から多産する *Nummulites*, *Assilina*, *Lacazinella* の層準に相当すると思われる。

押えられる。この層準を伊田 (1974) は有孔虫分帯のP14付近としている。Tb はグアム・サイパンで見ると，かなり豊かな群集を形成している。だが，低緯度地域とくらべるとヨーロッパ，中近東，東インド諸島まで知られる種の *N. fabiani*, *N. bagelensis*, や，低緯度に多い，*N. djokdjokarta*, *O. complanata*, *Assilina*, *Discocyclina fritschi*, *Pellatispira provaleae*, *Halkyardia*, *Lacazinella wichmanni* が出現しない。ただ，*N. djokdjokarta* が Tb の終末に出現する。また，低緯度地域で Tb 中期に出現する *Borelis pygmaeus* はミクロネシアでは Tc に出現する。Tc は *N. fichteli**, *Gypsina globulus* の出現と *Pellatispira*, *Discocyclina* の消滅で押えられる。この層準は伊田によれば浮遊性有孔虫分帯のP17にあたるだろう。Tc は低・中緯度地域だけの割に狭い生息範囲で，そこでは *N. fichteli*, *N. striata*, *N. pengaronensis*, *O. complanata*, *H. suborbicularis*, *C. koolhoveni*, *B. pygmaeus* 等の群集が存在していたが，北限のグアムではわずかに *N. fichteli* と *N. pengaronensis* を代表とし，独自の群集 (*H. aequatoria*, *O. eniwetokensis*, *O. subformai* 等) を生じた。Td は低緯度地域という狭い分布地域に限つており，もはやグアム島までは及ばなかつたらしい。また，*Eulepidina papuaensis*, *L. isolepidinoides*, *C. oppenoorthi* の出現で決められる。伊田にみる浮遊性有孔虫分帯のP19にあたるだろう。$Te_{1-4}$ は *N. fichteli* の消滅により押えられ，伊田による浮遊性有孔虫分帯N1にあたる。しかし，この層準はグアムおよびそれ以北の中緯度では *Nephrolepidina*, *Eulepidina*, *Miogypsinoides* 各属，*Cycloclypeus eidae*, *O. venosa* のいずれかの組合せで決まる。また，$Te_{1-4}$ の上部層は *H. borneensis*, *S. leupoldi*, *S. margaritatus*, *S. yabei*, *E. ephippioides*, *E. formosa*, *M. ubaghsi*, *M. gunteri* が多産する。$Te_5$ は *H. borneensis* と *S. margaritatus* の消滅付近であり，伊田による浮遊性有孔虫分帯のN4あたりだろう。低緯度地域では $Tf_1$ の上部層から *N. rutteni*, *C. annulatus* が出現し始める。$Tf_2$ は *N. verbeeki*, *N. japonica*, *N. douvillei*, *M. globulina*, *M. polymorpha*, *M. borneensis*, *Flosculinella bontangensis***, *A. howchini* の消滅および低緯度地域では *C. guembelianus*, *N. rutteni*, *N. martini* が多くなる。中緯度地域では *M. kotoi* が出現する。なる。これらの層準は伊田による浮遊性有孔虫分帯のそれぞれNおよびN9であろう。$Tf_3$ は低緯度地域は *N. angulosa* の消滅で，中緯度地域では長い range の *Operculina* が主として産出し，決定できない。前者は伊田による浮遊性有孔虫分帯の N13～14 付近のようである。Tg は低緯度地域では *N. rutteni* の消滅であり，中緯度地域では *Alveolinella quoii**** と *Borelis schlumbergeri* の出現層準であつて，伊田の浮遊性有孔虫分帯のN15～16付近か，あるいは Blow (1969) のN15中期であるか議論がわかれる。北緯27°30′付近の徳之島では琉球層群基底の糸木名層が *Borelis pulchrus—Archaias* sp.—*Peneroplis pertusus—Cpcloclypeus carpenteri* 帯からなるので，この群集以前か Th ではなかろうか。Ikebe *et al.* (1972) によれば琉球層群の基底は浮遊性有孔虫分帯のN22付近に置いてある。

ここに10層準が考察されるわけで，西太平洋地域では新生界は11区分できる。しかも，Letter Stage の適用があてはめられる。しかし，Tg/Th の境界は今後決定されなければならないし，Th 以降の更新階と現生間の境界も，大型有孔虫分帯で決める必要があろう。これ等は将来の重要課題であろう。

## 引用文献

Adams, C. G. (1965) : The foraminifera and stratigraphy of the Melinau Limestone, Sarawak, and its importance in Tertiary correlation. *Quart. Jour. Geol. Soc*, 121, 283-338.

——(1970) : A reconsideration of the east Indian Letter Classification of the Tertiary. *Brit. Mus.* (*Nat. History*), *Geol.*, *Bull.* Vol. 19, 85-137.

* 本種はフランスのビアリッツ海岸から中近東，そして東はグアム島まで知られる重要な種で，国際対比の手掛りになる。

** 本種はミンダナオ島以北では消滅していないが，低緯度では $Tf_3$ 末に消滅する。

*** 本種は低緯度地域では $Tf_1$ から出現するが，中緯度以北の地域では Tg から出現するようである。

浅野　清 (1955)：最近のサンゴ礁問題．地質雑，Vol. 61, 173-179.

BANNER, F. T. and BLOW, W. H. (1965) : Progress in the planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Neogene. *Nature*, 208, 1164-1166.

BERGGREN, W A. (1971) : Tertiary boundary and correlations. The micropaleontology of Oceans. Cambridge Univ. Press. 693-828.

BLOW, W. H. (1969) : Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proceedings of the First Internat. Conference on planktonic microfossils*, Vol. 1, 199-421.

BOLLI, H. M. (1957) : Planktonic foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua formations of Trinidad. B. W. 1, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, 97-123.

——(1964) : Observations on the stratigraphic distribution of some warm water planktonic foraminifera in the young Miocene to Recent. *Eclog. Geol. Helv.* Vol. 57, 541-552.

——and BERMUDEZ, P. J. (1965) : Zonation based on planktonic foraminifera of Middle Miocene to Pliocene warm water sediments. *Assoc. Venezolana Geol. Min. Petr. Bol. Inform.* 8(5), 121-149.

CLARK, W. J. and BLOW, W. H. (1969) : The inter-relationships of some late Eocene, Oligocene and Miocene larger foraminifera and planktonic biostratigraphic indices. *Proceedings of the First Internat. Conference on planktonic microfossils*, Vol. 2, 82-95.

COLE, W. S. (1954) : Larger foraminifera and smaller diagnostic foraminifera from Bikini drill holes. *U. S. Geol. Surv. Prof. pap.* 260-O, 569-608.

——(1957) : Larger foraminifera from Eniwetok Atoll drill holes. *Ibid.* 260-V, 743-783.

——(1969) : Larger foraminifera from deep drill holes on Midway Atoll. *Ibid* 680-C, 1-15.

EAMES, F. E. *et al.* (1962) : Fundamentals of Mid-Tertiary stratigraphical Correlation. Cambridge Univ. Press. 163 pp.

FOSTER, H. L. (1965) : Geology of Ishigaki-shima Ryukyu-retto. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 399-A, 119 pp.

福田　理，高橋　博 (1958)：北大東島のドロマイトと化石の関係に関する一考察．石膏と石灰，36, 148-156.

HANZAWA, S. (1940) : Micropalcontological studies of drill cores from a deep well in Kita-Daito zima (North Borodino Island). *Jub. Publ. commem. Yabe's 60th Birthday*, 755-802.

——(1957) : Cenozoic foraminifera of Micronesia. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, Vol. 66, 163 pp.

橋本　亘・佐藤　正 (1968-1970)：比律賓群島地質構造の研究への寄与．地学雑，Vol. 77, 78-116 (1968) ; Vol. 78, 235-270 (1969) ; Vol. 79, 1-27 (1970).

HASHIMOTO, W. and MATSUMARU, K. (1973) : *Nephrolepidina parva* Oppenoorth from the Dahor Area, Tandjung, Kalimantan Selatan. Indonesia. *Geol. and Paleont, Southeast Asia*, Vol. 11, 129-136.

潤本　泱他 (1972)：フィリピン共和国鉱物資源開発基礎調査報告書．海外技術・金属探鉱事業団，101 pp.

波多江信広 (1960)：天草島における *Nummulites* 帯について．*Sci, Rep. Tohoku Univ. 2nd ser.* (Geol.), Spec. Vol. 4, 411-423.

伊田一善 (1973)：インドネシア標準層序区分の再検討．地質ニュース，227, 34-39.

MATSUMARU, K. (1973) : Miocene larger foraminiferal zonation in Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan.* No. 8, 85-93.

——(1974 a, in press) : Larger foraminifera from the Saipan and Guam Island, Micronesia. In *Progress in Micropaleontology*, New York.

——(1974 b, in press) : Larger forminifera from the East Mindanao, the Philippines. *Geol. Paleont. Southeast Asia*, Vol. 14, No. 142.

中川久夫 (1967)：奄美群島，徳之島，沖永良部島，与論島，喜界島の地質(I)．東北大地質古生物研報，No. 63, 1-39.

SERPAGLI, E. and SIROTTI, A. (1967) : Eta Aquitanian delle Brecciole a Lepidocycline e Miogypsine delle Arenarie del Monte Cervarola. *Boll. Soc. Pal. Ital.*, Vol. 6, 18-29.

田山利三郎 (1938)：サイパン島の地形地質並に珊瑚礁(予報)南洋庁熱帯産業研究所彙報．1号，1-62.

VAN DER VLERK, I. M. and POSTUMA, J. A. (1967) : Oligocene-Miocene lepidocyclinas and planktonic Foraminifera from East Java and Madura, Indonesia. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.* ser. B. 70, 391-398.
VAN DER VLERK, I. M. (1973) : An improved method of biometrical research. *Ibid.* 76, 245-259.

(1974年8月2日受理)

地学雑誌 83, 5 (1974)

# 南関東における第四紀中期のテフラの対比とそれに基づく編年

町田 洋*・新井房夫**
村田明美***・袴田和夫****

## Correlation and Chronology of the Middle Pleistocene Tephra Layers in South Kanto

Hiroshi MACHIDA, Fusao ARAI, Akemi MURATA and Kazuo HAKAMATA

**Abstract**

This paper presents the basic data for tephrochronology of the Middle Pleistocene events of South Kanto, Central Japan. The tephra preceding to the last interglacial age (the Tama tephra) is found in highly dissected terraces (Fig. 1) much thicker than the younger tephra formations (Fig. 2). It is subdivided into five formations from T-A to T-E in order of increasing age (Table 1 and Fig. 2). This classification is based not on the eruptive history of the volcanoes but on the sequence of terraces. The relationship between these two is shown in Fig. 2.

Of the four columnar sections (Fig. 6), section 1, synthesized from many sections in the Ooiso Hill (Fig. 3), 25 km east of the Hakone volcano, provides a standard section for South Kanto. There are so many tephra layers of the Tama stage (about 150 m in thickness) preserved in a relatively fresh state, that they are expected to cover a long time in the Middle Pleistocene. A detailed description is therefore needed for specifying any particular tephra bed. 75 marker beds have been selected, and described in terms of lithological and petrographical characteristics as in Table 2 and Fig. 4. The most valuable for characterizing marker tephras are the refractive indices of orthopyroxene and hornblende.

The distribution and the petrographic character of tephras indicate that the tephras mainly comprising two pyroxene phenocrysts might come chiefly from the Old Somma of the Hakone volcano (Fig. 8-1 and 8-2) and partly from the Ashitaka volcano. Whereas such salic tephras with abundant hornblende, biotite and other phenocrysts as $GoP_1$ and TE-5 might originate from distant volcanoes (Fig. 8-3).

As a result of precise examination, tens of the marker beds have been traced eastward to the environs of Tokyo and Yokohama (Fig. 6), where the standard Quaternary sequence had been established. Furthermore, several marker beds have been recognized within the Middle Pleistocene marine sediments in the Boso Peninsula. By use of these the Quaternary stratigraphy already established in South Kanto is significantly revised (Table 3 and 6).

* 東京都立大学理学部地理学教室 Dept. Geogr., Tokyo Metropolitan Univ.
** 群馬大学教育学部地学教室 Dept. Geol., Gunma Univ.
*** 都立大崎高校 Osaki High School, Tokyo.
**** 箱根大涌谷自然科学館 Owakidani Natural Science Museum, Hakone.

## I　はじめに

テフロクロノロジーの基礎は示標テフラの同定と対比にあることはいうまでもない。このためには，一つのまとまつたテフラ分布地域において，標準地域を設定し，そこでテフラの連続的な層序を明らかにした上で，テフラ示標層の諸特性を詳しく記載することがのぞまれる。こうしたテフラのカタログが完成すると，周辺諸地域の風送陸上堆積型（AA 型）のテフラのみならず，風送水底堆積型（AW 型）のテフラの同定が正確にできるようになり，広域にわたる編年が確立するにちがいない。小林（1972）は，こうした意味からテフラ示標層の特性記載についての提案をした。

さて，テフラ記載上の標準地域としては，イ）すべてのテフラが1層ごとに分かれて明確に観察できること，ロ）なるべく風化度の低いテフラがあること，ハ）テフラと海・河成層や地形面あるいは他の火山噴出物との層位的な関係がわかること（諸事件がテフラ堆積史の中に記録されていること），などの条件をもつところであることがのぞまれる。一般にイ），ロ）の条件は，テフラの給源火山に近いところほど満たされていることが多いが，その反面そこではテフラの枚数が多すぎ，層序，構造が複雑で，連続的なテフラ柱状図の作成には周到な調査が要求される。

南関東でこのような条件をもつ地域として第一に挙げられるのは，箱根や富士火山に近い大磯丘陵である。ここはこれらの火山に由来する南関東（神奈川，東京，千葉）テフラ分布域の，いわば扇の要にあたる位置にある。この地域のテフラの層位学的調査は近年とみにすすんだ（町田・森山，1968，町田，1971 a，遠藤・上杉，1972など）が，下末吉（吉沢）ローム以上の新しいものについてはともかく，示標層だけでもぼう大な枚数にのぼり，しかも著しく厚い多摩（土沢[1]）ロームについては，まだ不十分な知識しかないといわざるをえない段階にある。

現在のところ，一般に第四紀の編年に関する知見は，下末吉期を境にそれ以前については以降よりも少なくかつ精度がおちるように考えられる。これは日本だけの事情でもなさそうである。このことは海面変動史や地殻変動史あるいは火山の発達史についての議論の発展を制約する要因の一つとなつていると考えられる。大磯丘陵を含めた南関東は，この時期に降下したテフラが豊富に存在し，いろいろな時代の海・河成層がみられる点からみて，他の地域より詳しく正確な編年を行なえる地域である。

筆者らは数年がかりで，大磯丘陵のテフラ層序を明らかにし，示標層の特性についてのカタログづくりを行ない，その結果を他の南関東諸地域に分布するテフラの同定に適用するという試みを行なつてきた。本稿ではテフラ層序，示標層の特徴づけ，カタログの提示，および対比結果の一部（東京湾以西の地域）について報告する。なお対象とする時代は，多摩ローム層の堆積時代（いわゆる更新世中期）である。

## II　多摩ローム層についての諸問題

(1) 多摩ローム層の堆積に要した時間の長さとその間の種々のできごと

多摩ローム層は，多摩丘陵の東部や北西部の丘陵地を模式地として，いわゆる多摩面上にのるテフラ[2]のうち，上部の下末吉ローム層以上をのぞいた厚さ 20～30 m の火山灰質粘土層をさしている（羽鳥・寿円，1954，1958，関東ローム研究グループ，1956，1965）。したがつてその上限は，上位にのる下末吉ローム層との境界をなす下末吉埋没土層（町田，1971 a），いいかえれば下末吉層の頂面におかれ，また下限はいわゆる多摩面である。この多摩面は後述のとおりいろいろの時代のものを含んでいる。羽鳥・寿円（1958）の $T_1$ 面にしても新旧何段かに分けられるので，多摩ローム層の下限についてはあいまいな点が残されている。このように，多摩ローム層は下末吉海進最盛期に先立つかなり長期にわたるテフラを包含

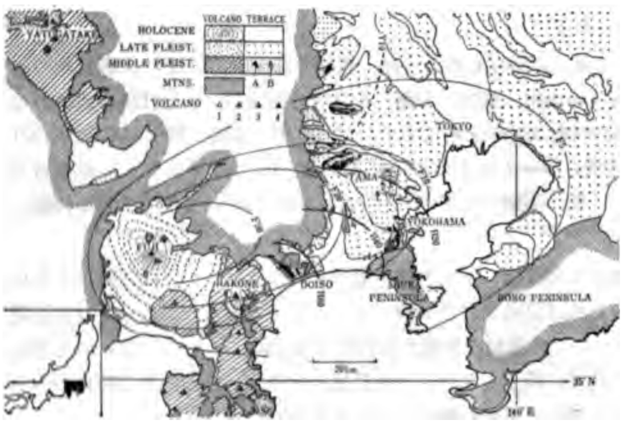
1）土沢ローム層は，町田・森山（1968）が大磯丘陵の先吉沢（先下末吉）ローム層の総称として用いたもの。

2）本稿では主として降下火砕物に対してテフラの語を用いる。「ローム」は，多摩ローム，下末吉ロームのような既につけられた地層名に対してのみ用いる。

する単位なので，一括されたままでは，この時代の編年的研究は進展しにくいといえる。すでに羽鳥・寿円 (1958) は多摩ローム層におおわれる地形面に $T_1$ と $T_2$ との2地形面が区別されるとのべ，鶴見・大村 (1966) は $T_2$ 面上にのるテフラ累層の中間の時代に土橋面が形成されたとして，土橋ローム層を設定した。また皆川・町田(瑞) (1971) は，従来の $T_2$ 面に先立つて時代の異なる若干の地形面を識別し，多摩ローム層は下末吉ローム層ぐらいの単位がいくつか合一したものだと考えた。町田 (1971b, 1973)，遠藤・上杉 (1972)，関東第四紀研究会 (1972, 1973) も，細かい層序には若干の相違点はあるが，多摩ローム層の層序は従来の考えよりはるかに複雑だという点では一致している。本稿でも，同様の内容をのべるが，とくにテフラの詳しい同定をつうじて，この時代におこつた種々のできごとに関しより具体的な内容を提示し，それらの第四紀地史の中で占める位置を確定することにつとめた。

(2) テフラの分布と対比

第1図にはAA型の多摩ローム層分布地域が示されてある。テフラの保存がよいのは，丘陵の中でも海・河成の第四紀層が分布するごくせまい範囲である。そしてそれらは互いに隔絶している。これに加えて，多摩丘陵などではテフラの風化が一般にはげしいことやあまりに多数の示標層が存在することなどのため，テフラの同定・対比は，野外観察のみではなかなか難しい。テフラの特性について詳しい記載が必要なゆえんである。




第1図　南関東の第四紀火山，段丘面およびテフラの分布
更新世中期の段丘　A：多摩面のうち T-d 面とそれより古いもの，B：多摩面のうち T-a 面から T-c 面。
火山 1：角閃石安山岩（黒雲母斑晶を含む）
2：輝石安山岩，角閃石安山岩
3：輝石安山岩
4：アルカリ玄武岩（一色ほか，1968による）
テフラの等厚線（メートル）
F：富士火山起源，立川ローム層以下，下末吉ローム上部層 (Pm-I) 以上のかんらん石型テフラ（箱根起源のテフラを除く）の厚さ。
H：主に箱根火山起源，下末吉ローム中部層以下，多摩ローム $GoP_1$ 以上にある両輝石型テフラの厚さ。
Y：主に八ケ岳火山起源，多摩ローム HBP 層以下，上蛇山第2軽石層以上の角閃石型テフラの厚さ。

これまでの研究では，大磯丘陵，横浜付近（多摩丘陵南部），多摩丘陵東部，同北西部～飯能丘陵のそれぞれの地域内でのテフラ層はかなり明らかとなつた。しかし，各地域間のテフラの対比は必ずしも明らかとなつてはいない。これらの地域にはテフラとの層位関係がつき，かつ時代の異なる海・河成層がよく発達するので，テフラの層序，編年の結果の如何はそれらに基づく海面変動史や河川の浸蝕史の考察に重大な影響を与える。したがつてテフラの同定・対比には，十分な根拠が明示される必要もある。

一方，南関東の一部には海・河成層中に介在し，多摩ローム層に属するAW型テフラが認められる。その一部はすでに三梨 (1973) らにより三浦半島と房総半島の海成層を対比する上の鍵層として使われた。しかし，より広域についての系統的な対比やAW型テフラとAA型テフラとの関係などは明らかではない。AW型テフラはAA型テフラに比べて風化度が低いという利点はあるが，岩相・産状はかなり異なるので，とくに岩石記載的特性が同定上重要である。本稿で提示するカタログが各地のAW型テフラの同定にいかに役立つかは，房総北部などですでに検討がはじめられている。

(3) テフラの給源火山

羽鳥・寿円 (1958) は，多摩丘陵北西部の多摩ローム層が角閃石を主に含むのに対し，多摩丘陵東部以南のものが両輝石を多く含む点から，両地域の多摩ローム層の給源火山は異なるとのべた。大まかにいえば前者は後者よりも下位の層準を占める。そして分布状態からみて前者は八ケ岳を主とする火山に，また後者は箱根を中心とする伊豆半島北部の諸火山に由来すると考えられている。第1図に示したように，両者の等厚線は明らかに異なる。本稿で対象にするテフラは主に後者で，かなりの部分が箱根火山起源と考えられる（第1図のHと示した等値線参照)。しかし，この時期に活動したと考えられる北伊豆周辺の火山は，箱根のほかにも愛鷹，湯河原，達磨，天城，多賀などと数多い。後述のように，本稿で扱うテフラ示標層の一部には愛鷹火山由来のものがあるが，より詳しくテフラ給源火山の類別を行なうためには北伊豆一帯での調査が必要である。なお，後述のように大磯丘陵のテフラの中には角閃石や黒雲母などを含む珪長質のテフラが10枚近く介在する。これらは岩質と粒度からみて，箱根起源ではなく遠方の火山に由来すると考えられる。中部・関東にわたる広域対比に興味深いテフラといえよう。

## III　大磯丘陵におけるテフラ示標層

### 1．テフラの層序と分布

#### (1) 層序区分と名称

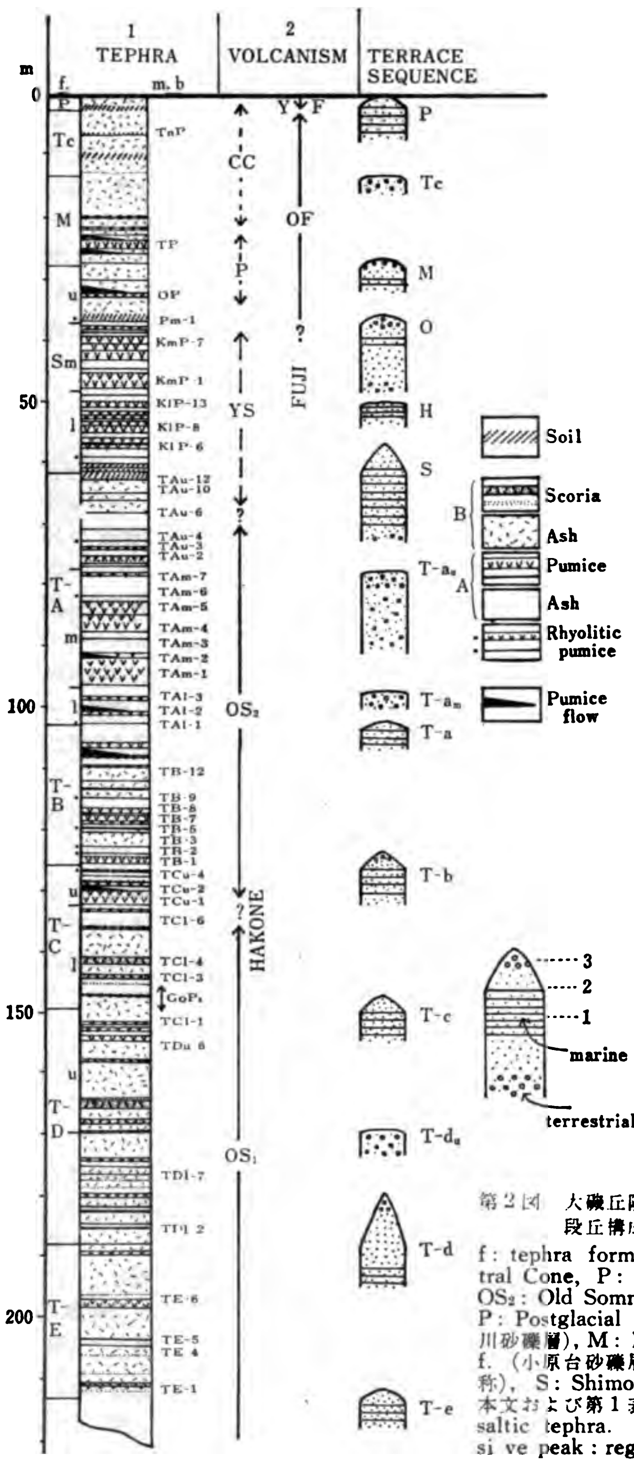
この丘陵でこれまでにわかつたテフラは厚さにしておよそ210m におよぶ。このうち厚さ60m の上部層は下末吉（吉沢）ローム以上であるが，厚さ150m の下部層は多摩（土沢）ロームに属する。この厚いテフラの中の示標層を記載する場合，まず全層をいくつかの累層に分け，その中で示標層を摘出する方式をとることにする。累層に分ける方法としては，給源火山の活動史と対応させる方法も考えられるが，給源が単一の場合はともかく，南関東のように給源の異なるテフラが交錯する場合には，地層区分の方法としては不都合が生じ，しかも従来の区分との関係も不明瞭となるおそれがある。そこでやはり関東ローム研究グループ (1956) 以来用いられてきた，テフラと海・河成の地形面との層位関係による区分方式に従うことにする。

ところでテフロクロノロジーの基礎の一つは，野外で多くの示標層(単層ないし部層単位のもの)の層序を明らかにし，あるせまい地域について総合した標準柱状図をつくることであろう。町田 (1971b)，遠藤・上杉(1972)の研究段階では，大磯丘陵でいくつかに分けられたテフラ累層の上下関係は明らかにされたが，まだかなり欠如した部分があつた。筆者らは長期にわたる調査の結果，下末吉ローム層の直下から，遠藤・上杉 (1972) の雑色ローム層のさらに下位のテフラまでの AA 型テフラ[3] を1本の柱状図にまとめることができた。第2図には大磯丘陵における標準柱状図と，給源火山の発達史および水成層とそれのつくる地形面との層位関係が示されている。

さて厚さ150m，顕著な示標層だけ数えても50層をこすテフラの中には，すでに命名されたものも多い。しかし従来の命名方式は系統的でなかつたこと，および大磯丘陵における示標層の多くは今回はじめて広く南関東全域で同定されたことなどのため，この際次のように記号化し整理することにした。

第1表には本稿でのべるテフラ累層・地形面とその構成層の記号，それらと大磯丘陵で従来命名されたものとの関係が示されている。Tは多摩の略号，a, b, c,・・・・は上位から順に発達のよい地形面およびその構成層の記号である。そしてそれらの上に整合でのるテフラをやはり上位から A, B, C,・・・・と累層に分けて記号化する。テフラ示標層は各テフラ累層の中で下位から順に1，2，3，・・・・と番号をつけ，たとえば TB-1（軽石）のように呼ぶ。これによつて，あるテフラ示標層や地形面がどのような層準にあるかがわかる。いまのところ地形面は T-e まで，テフラ累層は T-E まで設定した。また各テフラ累層が

3)　ここで対象にした最下位のテフラ累層（T-E テフラ）よりさらに下位にもテフラが存在する。大磯丘陵では北西部の浅間山北斜面などで，また横浜西部では戸塚駅北方の品濃町，川上町などで，いずれも著しい風化礫を含む砂礫層をおおう風化テフラ累層がそれである。




さらに細分されるときには，上部u，中部 m，下部 l をつけて亜累層に細分し，一枚一枚のテフラ示標層もその中で番号がつけられる．たとえば TAm-5（軽石）のようである。

ところである地形面が離水した直後以降に降下・堆積したテフラ累層を，その地形面につけられたと同じ名称で呼ぶという南関東で従来行なわれてきた命名法によると，下末吉層と下末吉ローム層とが異なる層位にあることと同様に，同一名称を冠せられるテフラ，地形面，地層の3者は同時ではなく，この順に古くなることをあらためて確認しておきたい。そしてある地形面を構成する水成層はその地形面上にのるテフラ累層より一つ前のテフラ累層の上部，あるいは中部層と同時のことが多い。その一例をあげると，下末吉層は多摩ローム層最上部（T-Au 亜累層の上部）と同時である（後述）。

(2) テフラ堆積の連続性

関東ローム研究グループ（1956, 1965）は，南関東におけるテフラの堆積は休止期をはさんで断続的に行なわれたと考えた。これに対して町田（1971a）は，少なくとも下末吉ローム以上の堆積は連続的で，休止期を想定する根拠となったクラック帯などの埋没古土壌は，堆積の休止よりもむしろ古環境の産物（間氷期や亜間氷期に形成された古土壌）で

第2図 大磯丘陵におけるテフラ層序と火山活動および段丘構成層との関係

f: tephra formation, m.b: marker bed, CC: Central Cone, P: Pumice Flow, YS: Young Somma, $OS_2$: Old Somma-2, $OS_1$: Old Somma-1.
P: Postglacial f.（沖積層）, Tc: Tachikawa f.（立川砂礫層）, M: Misaki f.（三崎砂礫層）, O: Obaradai f.（小原台砂礫層）, H: Hikihashi f.（引橋砂層，新称）, S: Shimosueyoshi f.（下末吉層）, $T\text{-}a_u$～T-e: 本文および第1表参照。A: Andesitic tephra, B: Basaltic tephra. 1: transgressive stage, 2: transgressive peak: regressive stage.

第1表　テフラ，地形面，地層の統一名称と層序および大磯丘陵における層序

| 従来の関東ロームの区分 | | 本稿で用いる統一記号 テフラ累層 | 地形面 | 水成層 | 大磯丘陵 テフラ累層 | 地形面 | 水成層 | 大磯丘陵における大塚(1931)の層序 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Tc&M | | （省略） | | | | | | |
| 下末吉ローム(S) | | S(K) u, m, l | | | 吉沢ローム層[1] | | | 高尾層 |
| | | | S(K) | | | 吉沢面[1] | 吉沢層[1] | 土沢層*** |
| 多摩ローム | T₂*ローム | T-A u | T-$a_u$面 | | | 沼代面[5] | 沼代砂層[5] | |
| | | T-A m | T-$a_m$面 | | 土屋ローム層[3] | 滝ノ前面[5] | 滝ノ前砂礫層[5] | |
| | | T-A l | | | | | | |
| | | | T-a面 | T-a層 | | 黒岩[2](七国峠[3,4])面 | 黒岩層[2]（七国峠砂礫層）[3] | 黒岩(礫)層*** |
| | | T-B | | | 早田ローム層[3] | | | |
| | | | T-b面 | T-b層 | | 早田面[2] | 早田砂層[3] | 土沢層*** |
| | | T-C u, l | T-$c_u$面 | | 藤沢ローム層[3] | | | |
| | | | T-c面 | T-c層 | | 中井[2]（藤沢[3]）面 | 中井層[2]（藤沢砂礫層）[3] | 黒岩(礫)層*** |
| | T₁**ローム | T-D u, l | T-$d_u$面 | | 雑色ローム層[3] | 古怒田面[5] | 古怒田砂礫層[5] | |
| | | | T-d面 | T-d層 | | 雑色層[3] | 雑色砂礫層[3] | 土沢層*** |
| | | T-E | | | 鴨沢ローム層[5] | | | |
| | | | T-e面 | T-e層 | | 鴨沢面[2] | 鴨沢層[2] | ? |

* $T_2$面（おし沼砂礫層頂面）上にのる多摩ローム層。
** $T_1$面上にのる多摩ローム層のうち$T_2$面上にのるものをのぞいた下部の多摩ローム層。
*** 大塚（1931）の層序では土沢層より黒岩（礫）層が上位であるが，津屋（1931）の論文（Fig. 1, p. 355）にのっている大塚の地質図によって筆者らの層序と対比するとこのようになる。

1) 町田(1971 a)
2) ――(1971 b)
3) 遠藤・上杉(1972)
4) 町田(1973)
5) 新称

はないかと考えた。後者の考えは多摩ローム層についてもあてはまる場合があると考えられる。

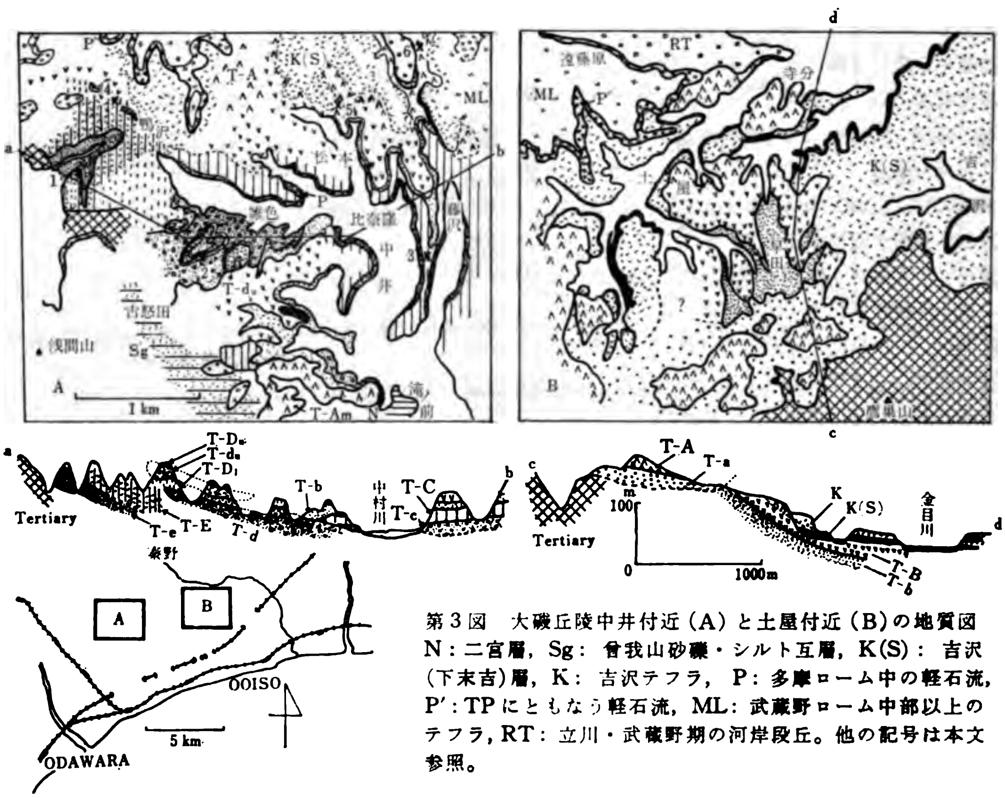
前述のように区分された各テフラ累層の境界は，堆積の中断からではなく，地史上のできごと（とくに海進・海退）を時間的にとらえるための便宜から設定されたものである。AA 型テフラの下位にテフラを含むことの少ない水成層があるとき，テフラの堆積はあたかも中断したと考えられ易いが，堆積環境に著しい相違のあることを考えに入れる必要があろう。テフラの供給が盛んだつた大磯丘陵では多くの水成層に AW 型テフラが認められ，その大部分は AA 型テフラとしても見出されている。こうしたときには，水成層の堆積期がテフラ降下史の中に位置づけられることが可能になる。

大磯丘陵におけるおびただしいテフラは，遠隔の地域（多摩丘陵，横浜など）におけるものより風化度が著しく低く保たれている。それは粗粒で厚いテフラ層が多いこと，テフラがつぎつぎに堆積したため堆積後十分に風化されることなくすぐに埋没したことなどによると考えられる。しかし，T-E から T-A にいたるいくつかの層準には，風化・土壌化のやや著しい部分がある（第2図）。これらは海成層の堆積面形成期および著しく多量のテフラの降下直前の時期にみられることが多い。前者の場合の埋没土層は間氷

期ないし亜間氷期的環境のもとに生成した古土壌を指示する可能性があり，後者の場合は大爆発の前の長期にわたる活動静穏期に基づくと解釈できるものもあろう。なお上述の古土壌のみられる層準ではしばしばその上・下のテフラが斜交する現象がみられる。これは古環境と斜面の地形発達との関係を論ずる上で興味のある手がかりになると考えられる。

(3) 大磯丘陵における地形面とその構成層

テフラを累層に分ける基準となつたこの丘陵の地形面とその構成層について簡単にのべておく（第3A，B図)。この丘陵の第四系の特色は著しい変動をうけていること，多量のテフラを含むことなどにある。テフラ層序が詳しくわかつた現段階では，大塚（1931）の黒岩(礫)層・土沢層はいずれも再検討される必要がある。ここに扱うT-e～T-a層はだいたい土沢累層（成瀬，1959，小沢・大木，1972）にあたる。




第3図　大磯丘陵中井付近（A）と土屋付近（B）の地質図
N：二宮層，Sg：曾我山砂礫・シルト互層，K(S)：吉沢(下末吉)層，K：吉沢テフラ，P：多摩ローム中の軽石流，P'：TPにともなう軽石流，ML：武蔵野ローム中部以上のテフラ，RT：立川・武蔵野期の河岸段丘。他の記号は本文参照。

**T-e** 面に属する鴨沢面（町田，1971b）は，丘陵北西部の中村川上流すなわち中井町鴨沢から大井町赤田にかけてENE方向に15°～40°傾く，厚さ30m余りの砂礫層（鴨沢層）の堆積面である（第3A図)。この砂礫層は箱根古期外輪山の溶岩礫を含み，火山物質にとむので，その堆積期には箱根火山は大型の成層火山に成長しつつあつたものと考えられる。T-Eテフラ累層中もつとも顕著な示標層は鴨沢層頂面から約10m上位にある厚さ約30cm，黒雲母にとむ白色細粒のテフラ（TE-5）である。これは後述のように南関東各地に広く追跡できる重要な鍵層である。

**T-d** 面相当の雑色面（遠藤・上杉，1972）を構成する砂礫層は，鴨沢から雑色にかけての中村川右岸一帯に露出し，厚さ30m以上の扇状地性三角州堆積物と考えられるものである（第3A図)。この下位には含貝化石泥層があるが，両地層の関係が整合か否かはよくわかつていない。T-d面（層）はやはりNE方向に傾き，曾我山寄りで40°にも達する。面上にのるAA型のテフラ（T-Dl累層）は中村川の上流から下流へ行くにつれて順次新しくなることから，下流ほど離水がおくれたことがわかる。T-Dlテフラお

よび T-Du テフラ累層[4] のうちにはスコリア層と薄い軽石層が多く，広域対比に役立ちそうな示標層は多くない。

**T-c** 面相当の中井面（町田，1971 b）（遠藤・上杉（1972）の藤沢面）は中井町藤沢から雑色北部にかけて露出する厚さ20m 以上の砂礫層の堆積面である（第3A図）。中村川の東・北方では水平に近いが，西方の曾我山寄りでは急に東傾斜の度を増す。T-C テフラ累層[5] のうちでは，その上部に軽石流堆積物を伴なう厚い **TCu-1** 降下軽石が顕著な示標層である。後述のように，これは多摩丘陵東部おし沼の登戸軽石 I（NP-I すなわちドーラン軽石）にあたる。

以上のべた T-e～T-c 層はいずれもその基底に谷地形をもつ厚い堆積物で，よく円磨された箱根火山の溶岩礫や丹沢層群の礫を多量に含み，かつ上部に海成を思わす扁平礫が多いことなどからみると，いわば古酒匂川の扇状地性三角州堆積物と考えられる[6]。このころには丘陵西縁を限る松田・国府津断層崖には，比高差をもたない部分が広く存在したと考えられる。T-c 層以後には古酒匂川がこの地域に直接流入して堆積した地層はみられない。松田・国府津断層崖の成長にともなう曾我山の隆起によつて流域界が定まつたものとみられる。なお，TCu-1 以後東京軽石（TP）まで5回にわたり箱根の軽石流が中村川上流の鞍部をとおつてこの丘陵内へ流入した。

**T-b** 面相当の早田面（町田，1971 b）は平塚市早田（第3B図）を模式地とする地形面で，厚さ約20m 以上の海成と思われる砂層の堆積面である。この砂層に埋められている谷の斜面には TCu-1 軽石が堆積し，その直上の軽石流堆積物とともに T-b 層中の多量の AW 型テフラの母材となつている。この地形面は丘陵南部と西部の隆起帯より北・東側に分布する。そして東部では海成，西部では淡水成である。こうした性状は吉沢面のそれに似るといえる。T-b 面上にのる T-B テフラ累層[7] には，後述のように広域に対比された示標層が数多い。このうち最下部の **TB-1** は多摩丘陵おし沼における示標層の一つ，登戸軽石 II（NP-II，パヤリース軽石ともいう）にあたる。

**T-a** 面相当の七国峠面（遠藤・上杉，1972）（町田（1971 b）の黒岩面）をつくる砂礫層は七国峠ふきんのゴルフ場一帯（鷹取山～矢沢）に分布し，20m 余りの厚さをもつ（第3B図）。模式地の黒岩（礫）層（大塚，1931）はこの砂礫層を呼んだのであろう。そしてこれは分布と岩相から判断すると，旧汀線が早田ふきんを東西に走る海岸段丘の堆積物と考えられる。T-A テフラ累層[8] には，**TAm-1**，**TAm-4**，**TAm-5** などの厚い軽石が多い。それらは横浜や多摩丘陵にも広く分布する。このうち TAm-5 は多摩丘陵で知られているウワバミ軽石に同一層として対比される（後述）。

以上のべた比較的広い範囲に分布する地形面，地層のほかに，やや局地的に分布し，かつやや薄い砂礫層からなる地形面がいくつかある。その一つは T-d と T-c との中間面，$T\text{-}d_u$ 面（古怒田面）である。これは第3A図地点2に模式地がある厚さ 20m 余の砂礫層からなる。TDl-7 や TDl-8 示標テフラの上

---

4) T-E～T-Dl テフラ累層の接続関係は，鴨沢～赤田間の砂利とり場（第3A図の地点1）において，T-E の上位に T-Dl テフラがつづくことから明らかである。また T-Dl と T-Du との関係も，同じ露頭で T-Dl の最上部に TDu-1 があり，古怒田～雑色間の露頭（第3A図の地点2）における T-Du テフラにつづけることができる。

5) T-Du と T-Cl テフラ累層との接続関係は，前記第3A図地点2で T-Du テフラの上位に藤沢の大露頭（第3A図地点3）における T-Cl テフラ累層の下部の示標層がのることからわかる。

6) これらの砂礫層中には丹沢山地中央部にある石英閃緑岩に由来する礫がほとんど見出せない。これに対し矢倉岳付近の細粒褐色の石英閃緑岩礫は含まれているので，当時の酒匂川流域は丹沢の前山山地および足柄山地と箱根火山に限られていたらしい。箱根古期外輪山の成長にともない，丹沢中央部に水源をもつ川は山北ふきんでせきとめられ，西方に流れていたのかもしれない。

7) T-Cu から T-B テフラ累層への接続は，鴨沢部落内および東名高速道路下の中村川の河岸（第3A図の地点4）で確認される。

8) T-B から T-Al テフラ累層への接続は，土屋・早田ふきんの多くの露頭で，また T-Au から吉沢テフラ KlP 累層への移行は，第3B図地点5，6で確認される。

位に泥炭層からはじまつて重なる地層で，一部では谷を埋めている。この上位に整合にのるテフラ亜累層はT-Du と呼んだものでスコリア層が多い。なお T-Dl テフラ亜累層は T-d 面と $T\text{-}d_u$ 面との間のテフラを呼ぶ。また，T-A テフラ累層の堆積時代にも中間的な段丘面が2段形成された。一つは中井町南部滝ノ前の西方に分布する滝ノ前面（$T\text{-}a_m$ 面）で，下位の砂礫層を切るうすい砂礫層からなり，TAm-1 以上のテフラをのせる。他の一つは丘陵南西部の沼代付近にある沼代面（$T\text{-}a_u$ 面）で，砂礫層からなり，T-Au テフラ亜累層におおわれる。この砂礫層中には水成の TAm-1，TAm-5 などの厚い軽石層が介在する。丘陵東南部平塚市寺坂の南方では吉沢層の下位にある軽石質の砂礫層も $T\text{-}a_u$ 層と考えられる。このように，T-D，T-A テフラ累層はこうした中間地形面で細分される。T-C テフラ累層も TCu-1 軽石の直下に著しい谷地形形成期と湖成らしい地層も認められるところがあるので，T-Clと T-Cuとに2分できる。

2. テフラ示標層の記載

テフラのカタログ（第2表，第4図）に採録した示標層は，大磯丘陵で比較的厚くて（おおむね10cm以上），遠隔地でも認められる可能性をもつもの，さらに厚さが薄くても岩相や岩石記載的特性に著しい点をもつものなどである。それらは T-E から T-A テフラ累層まで計75層である。いずれも原則として中村ほか (1963) のいう1噴火輪廻の堆積物にあたるものを単位とした。なおこのうちには3層準を占める火砕流堆積物も，火山山麓各地の対比上重要なので採録してある。また大磯丘陵には見出されないが，南関東の多摩ローム層中もつとも重要な示標層の一つゴマシオ第1軽石（$GoP_1$）[9] も，相当する層準の位置で岩石記載的特性を表示してある。またこれらの他にも採録はしなかつたが，大磯丘陵での特性を明らかにしたものは10層以上におよぶ。このように示標層の数は多数だが，広域対比をする上でこれで完全だといえるわけではない。大磯丘陵の位置が箱根をはじめとする北伊豆諸火山の北東方にあるので，これらの火山から東南方へ飛散したテフラは，三浦半島や房総半島南部ならば認められるが大磯丘陵ではほとんど認められないという場合もあり得る。後述のように，真鶴岬や三島ふきんにある示標層の場合に，大磯丘陵のテフラのどれに対比できるかについて，結論をうるまでに試行錯誤を必要としたものもあつた。いずれも上述のような分布範囲をもつテフラである。

ところで，各テフラ示標層の特徴はまことに多種多様で，ある示標層は斑晶鉱物の特性が顕著だが，他の示標層は岩相，たとえば降下ユニットの組み合わせに特徴があるといつた具合である。しかし記載すべき内容は大別すれば岩相・産状に関する特徴と，岩石記載的特徴とに分けられよう。前者は比較的せまい地域のテフラの同定，対比には有効である。しかし堆積環境の相違などで同一層でもその岩相・産状が異なる場合もある。後者は隔絶した地点間の対比や AW 型テフラの同定には欠くことのできないものである。その内容は従来よく記載された鉱物組成のほかに，特定の斑晶鉱物や火山ガラスの特性（光学的性質や化学組成，ことに微量元素の含量など）が含まれる。本稿では鉱物組成のほかに，斑晶鉱物のうち斜方輝石と角閃石の屈折率特性をとくに重要視した。このほか強磁性鉱物の熱磁気的特性，あるいは特定鉱物の晶へきの特徴などを記載した（第4図）。

いうまでもなく，扱うテフラの数が増すほど，類似した岩相・産状と岩石記載的特性をもつものは多くなる。あるテフラがいくら類例の少ない特性をもつからといつて，それだけで対比することはできない。他の層準に類似のテフラがない証明はできないからである。そこで，大磯丘陵のテフラのように層序が完全に明らかとなつた場合には，種々の特性をもつ上下数枚の示標層の組み合わせを活用すると，同定，対比の精度は著しく高まる。上下3～4枚の示標層の特徴が2地点間で類似しているなら，対比はほとんど決定的だといえるであろう。また2地点間で1枚のテフラにつき，異同を判定せざるを得ない場合には，それの1つの特性だけでなく，いくつかの特性につき異同を調べ，さらに層準などの資料も加えて綜合的に判断を下す必要がある。

9) 関東ローム研究グループ (1960) のゴマ塩，皆川・町田 (1971) のゴマシオ第1軽石にあたる。その特性は多摩丘陵東部多摩プラーザ駅ふきんの観察と試料の分析による。

3．テフラ示標層の諸特徴

(1) 岩相・産状からみたテフラの累層単位での特徴

テフラの種類および厚さなどからみると，T-E～T-A のテフラはだいたい T-Cu/T-Cl を境に上下に2分できると考えられる。下部層は上部層に比べて一般に薄いテフラが多く，しかも全体にスコリアに富む。これに対し上部層には厚いテフラ（たとえば TCu-1, TCu-2, TB-1, TB-7, TB-8, TAm-1, TAm-4, TAm-5, TAu-2）が多く，全体に軽石質である。さらに TCu-1, TB-13, TAl-2, TAm-1 の4層には軽石流堆積物が随伴する。大磯丘陵で厚くかつ粗粒のこれらのテフラはほとんどすべて箱根火山起源と考えられるので，T-Cu の時代から箱根は爆発の度を強めたことになる。こうした傾向は後述のように屈折率特性からうかがえる斜方輝石の成分が TCu 以上で Fs 成分にややとむ傾向のみられることとも調和的で，箱根火山の活動史との関連で説明できると考えられる。すなわち，久野（1950, 1952）は箱根古期外輪山（OS）の上部の噴出物（$OS_2$）は下部（$OS_1$）に比べて珪長質であること，$OS_1$ は厚さ100～200m の玄武岩質溶岩と火砕物で，また $OS_2$ は厚さ300～600m の安山岩質噴出物で特色づけられることをのべた。T-E～T-A テフラのかなりの部分は箱根 OS の活動に由来すると考えられるので，上述の下部層と上部層とのちがいはおおよそ $OS_1$ と $OS_2$ とに対応する可能性がつよい。

(2) 重鉱物組成上の特色

第4図に採録した75層のテフラのうち，大半の61層は両輝石斑晶にとむものであるが（ここでは両輝石型テフラとよぶ），10層は角閃石斑晶にとむものである（角閃石型テフラとよぶ）[10]。前者はおおむね粗粒の軽石ないしスコリア層で，給源火山は比較的近い（大部分は箱根）と予想されるが，後者は一般に細粒で篩分けがよく，遠方の火山からもたらされたと考えられるものである。おそらく将来，中部山岳，東海，関東におよぶ広域対比に，重要な意味をもつてくると予想される。ただし，この中でも，TCu-4 のようにやや粗粒で給源が近いと考えられるものもある。なお角閃石型テフラは，黒雲母の量や輝石の含量などが個々の示標層ごとに相違し，区別し易い。なかでももつとも有能な示標層は，多量の黒雲母を含み，細粒で肉眼的にも特徴のある TE-5 である。これはまたジルコン，アパタイト，斜方輝石，石英なども含み，角閃石へき開片の屈折率（$n_2$）も特徴的な低い値を示す。後述のように多摩丘陵で従来知られている八王子黒雲母軽石層（HBP, 皆川・町田，1971）と同一層である。

広域にわたりテフラの対比をする場合に，上記の両輝石型テフラと角閃石型テフラとが上下にいろいろ組み合つている累層（T-E, T-Cu, T-B, T-A など）は好条件を提供するといえる。なお，あるテフラに固有の性質として，斜方輝石と単斜輝石との比，特定鉱物の晶へきなども同定・対比上役立つ。ただし，多摩丘陵や横浜などにある風化の著しいテフラの場合には，鉱物が自形を失なつたり，変質したりして，上記の特徴が新鮮なものとは若干異なる場合もあるから注意を要する。

(3) 斜方輝石の屈折率特性

斑晶鉱物の屈折率特性が示標テフラに固有なものであり，したがつてテフラの広域対比に際し重要な目安となることはすでに指摘されている（新井，1972）。この場合留意すべきことは，本質物質に含まれる特定斑晶の多数（通常30～50コ）について，屈折率のレーンジ（range）とモード（mode）を求めうるような半統計的かつ高精度な測定を行なうことである。第4図にあげた測定値は，新井（1972）の方法（位相差法）によつているが，位相差法では±0.0005以内の高精度で浸液と結晶の屈折率の異同を判別することが可能であり，浸液の精度は高屈折率用アッベ屈折計(Zeiss, S-7)の導入によつて，さらに向上(±0.0002)しているので，測定誤差の範囲は一般に±0.001以内とみている。

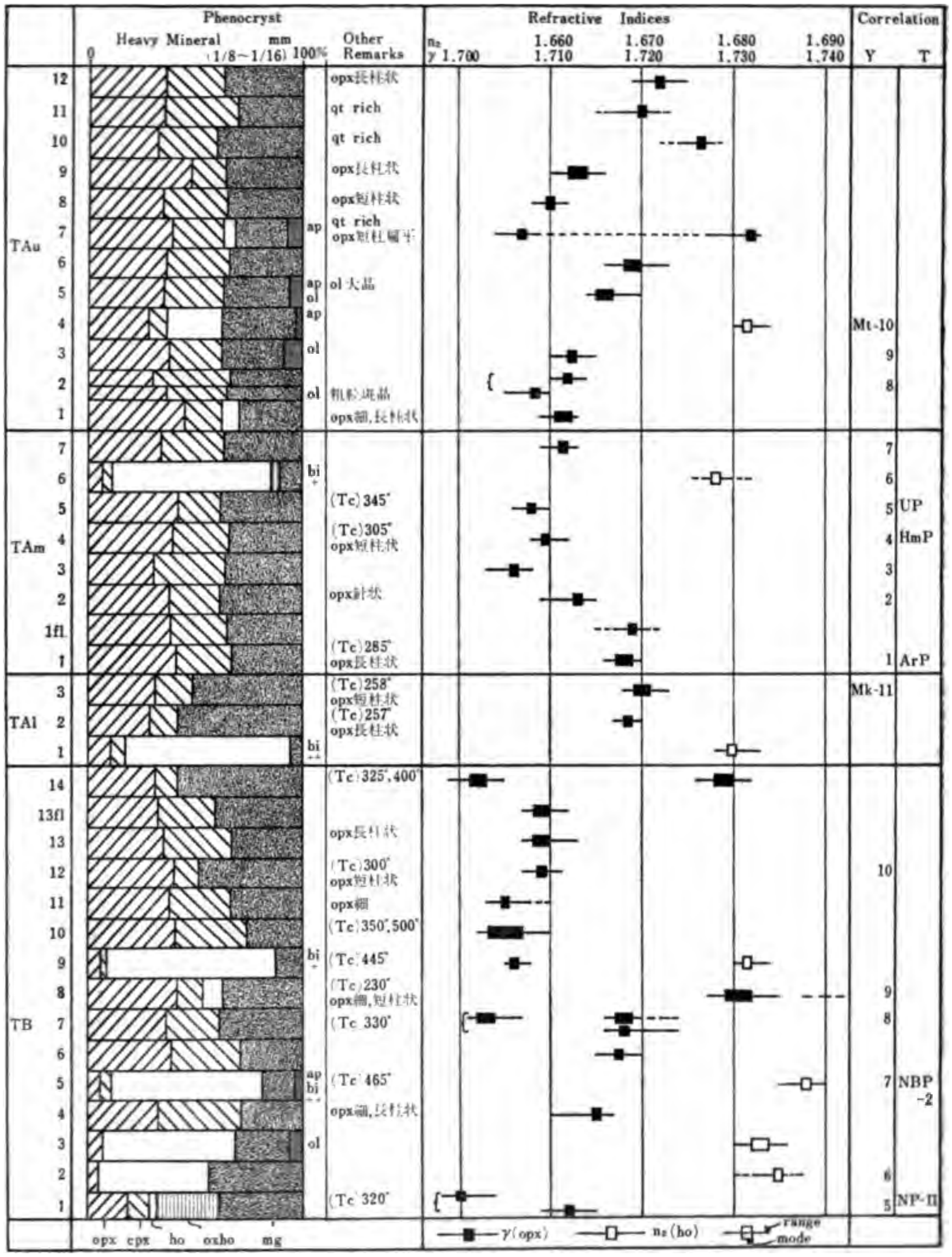
ところで第4図のテフラ示標層の斜方輝石 $\gamma$ の範囲は，日本の他の事例（新井，1972）と同様に，大部分が1.700～1.720の範囲におさまり，中でも1.705～1.710の範囲にあるものが高い頻度を示す（第5A図）。$\gamma$ の変化を層位別にみると，細かな変化があつて複雑だが，全般的に T-Cl 以下では，以上に比べ

10) 残りの4層は石質岩片を主体とするテフラ。

第２表　テフラ示標層の岩相・産状上の諸特性（大磯丘陵における観察に基づく）

| 1 | | 2 | | 3 | 4 | | 5 | 6 | | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Marker Tephra | | Names in the previous works (a) | (b) | Type of Tephra | Colour (a) | (b) | Thickness in cm | Max. Grain Size (cm) E.E. | L.F. | Grading or Stratification | Degree of Sorting | Degree of Vesiculation | Content of Phenocryst | Content of Lithic Fragment |
| TA TAu | 12 | | | P | wh~gy | 2.5Y7/2 | 5 | 3.5 | 1.0 | | p | w | p | p, ob |
| | 11 | | | P | wh~y | 7.5Y8/1 | 13 | 1.5 | -- | | w | w | p | p, ob |
| | 10 | | | P | gy | 10YR7/1 | 10 | 0.7 | 0.2 | | w | w~m | p | p, ob |
| | 9 | | | P | or | 2.5Y8/6 | 10 | 2.0 | 0.8 | f/m | p | p | m~r | p |
| | 8 | | | P | or~y | 2.5Y8/4 | 15 | 3.0 | 1.0 | — | p | w | r | p |
| | 7 | | | P | y~wh | 7.5Y8/1 | 散点 50 | 1.5 | 1.0 | | -- | w | p | p, ob |
| | 6 | | | P | y~wh | 5Y8/1 | 35 | 2.0 | 2.0 | m/f/m | p | w~m | r | 下部 r |
| | 5 | | | P | y | 2.5Y8/4 | 10~20 | 2.0 | 1.5 | — | p | w | r | p, ob |
| | 4 | | ヘ | HoP | wh~y | 2.5Y8/2 | 20 | 1.5 | 0.8 | | w | w | m | p |
| | 3 | | ホ | P | y~wh<br>bk | 7.5Y7/2<br>2.5Y8/2 | 55 | 2.0 | 0.7 | | w | w | r | p |
| | 2 | | ニ | P<br>S | or~y<br>bk | 5Y8/2<br>7.5Y2/1 | 65<br>75 | 3.5 | 1.5 | | m<br>m | w<br>m | r~m | p |
| | 1 | 上星ラピリ | | SP | or | 5YR6/8 | 10 | 1.3 | 0.5 | — | w | p | p | p |
| TAm | 7 | | ハ | P | y~wh | 5Y8/1 | 50 | 3.5 | 2.5 | | m | m | m | m |
| | 6 | | イ | Ho B P | wh | 2.5Y6/2 | 6 | 1.2 | 0.7 | — | w | w | r~m | p |
| | 5 | Ts-CP | γ | P | y~wh | 2.5Y8/4 | 200 | 14.0 | 4.0 | | w | w | m~p | m~p |
| | 4 | Ts-BP | β | P | bl~wh | N 8/0 | 220 | 7.0 | 3.0 | | w | w | p | m |
| | 3 | | 白骨状スコリア | P | gr~y | 2.5Y7/0 | 15 | 10+ | 7.0 | — | p | w | r | r |
| | 2 | | α′ | P | r~or | 5YR7/4<br>2.5Y8/4 | 60 | 4.0 | 3.5 | | w | w | r | m |
| | 1fl | $OP_4$ | | Pfl | gy | 5Y8/1 | 300± | 4.0 | 4.5 | — | p | w~m | p | r~m |
| | 1 | Ts-AP | α | P | gy~wh | 7.5YR8/0 | 400 | 20.0 | 6.0 | v.c/c/f | w | w | p | 上部 r |
| TAl | 3 | | | P | or~y | 2.5Y7/2 | 60~65 | 5.0 | 1.0 | f/m/c/f | w | w | m~p | p |
| | 2 | | 黒岩パミス | P | p~y | 10R6/4<br>2.5Y7/2 | 40 | 7.5 | 4.0 | f/m/f/c/f | w~m | w | m~p | r~m |
| | 1 | | | Ho B P | y~or | 10YR8/3 | 15 | 0.4 | — | — | w | w | p | p |
| TB | 14 | | ウナリアパミス | P | p~y | 2.5Y8/4 | 65~90 | 2.0 | 2.5 | | w | w | p | p |
| | 13fl | $OP_2$ | 早田軽石流 | Pfl | gy | 10YR7/1 | 300 | 4.5 | 3.0 | — | p | w | p | m~p |
| | 13 | | | P | wh | N 8/0<br>10YR7/1 | 10 | 3.5 | 1.5 | — | p | w | p | p |
| | 12 | | カーキパミス | P | y | 10YR8/1<br>5Y8/1 | 60 | 1.5 | 0.5 | | w | m~p | p | p |
| | 11 | | | S | p~or | 2.5Y3/2 | 40 | 2.5 | 1.0 | | m~p | w~m | p | p |
| | 10 | | | S | bk~br | 10YR3/1 | 10 | 5.0 | 2.0 | v.c/f/c | w | p | p | m~p |
| | 9 | | | Ho(B)P | gy~y | 10YR8/2 | 20 | 1.5 | 3.0 | — | w | w | p | p |
| | 8 | | タイゴサンド | S<br>P<br>S | br<br>p<br>gy | 10YR6/6<br>5Y8/3 | 65 | 5.0 | 4.0 | | w~m | w | p | r |
| | 7 | | | P | gy~y | 10YR8/6 | 110 | 2.5 | 5.0 | | w | p | p | r~m, ob |
| | 6 | | サビイロスコパミ | P | y~gy | 7.5Y8/4<br>2.5Y8/4 | 35 | 3.0 | 1.5 | — | w | m~p | m~p | p |
| | 5 | SoBP | | Ho.B P | wh~gy | 10Y8/1 | 20 | 0.2 | -- | | w | m | p | p |
| | 4 | | | P | y~or | 2.5Y7/6 | 10 | 2.0 | 1.0 | — | m | m | p | m |
| | 3 | | | HoP | bl<br>wh~gy | 2.5Y8/4 | 10 | 2.0 | 0.3 | | w | w | p | p |
| | 2 | | | HoP | y~br<br>wh~y | 7.5YR8/1 | 10 | 0.8 | 0.4 | | w | m | m | p |
| | 1 | SoP | ハムパミス | P | y~p | 10YR6/6<br>5Y6/3 | 90 | 9.0 | 9.0 | | m | w | p | r~m |

コラム　(1) ゴシック体のものは marker tephra としてとくに重要なもの。　(2) (a) 町田 (1971 b, 1973), (b) 遠藤・上杉 (1972). (a) (b) 中間のものは関東ローム研究グループ (1965)。　(3) P：優占斑晶鉱物が両輝石の軽石, S：同じくスコリア, HoP：優占斑晶鉱物が角閃石の軽石, (B) のついているものは黒雲母含有, SP：スコリアと軽石の中間的なもの, L：主に石質岩片からなるもの, SL：石質岩片にとむスコリア。〔でくくったものは上下で変化することを示す。Pfl：軽石流。　(4) (a) テフラ層全体の色 (bk : black, bl : blue, br : brown, gr : green, gy : grey, or : orange, p : pink, r : red, wh : white, y : yellow), —p. 34 につづく

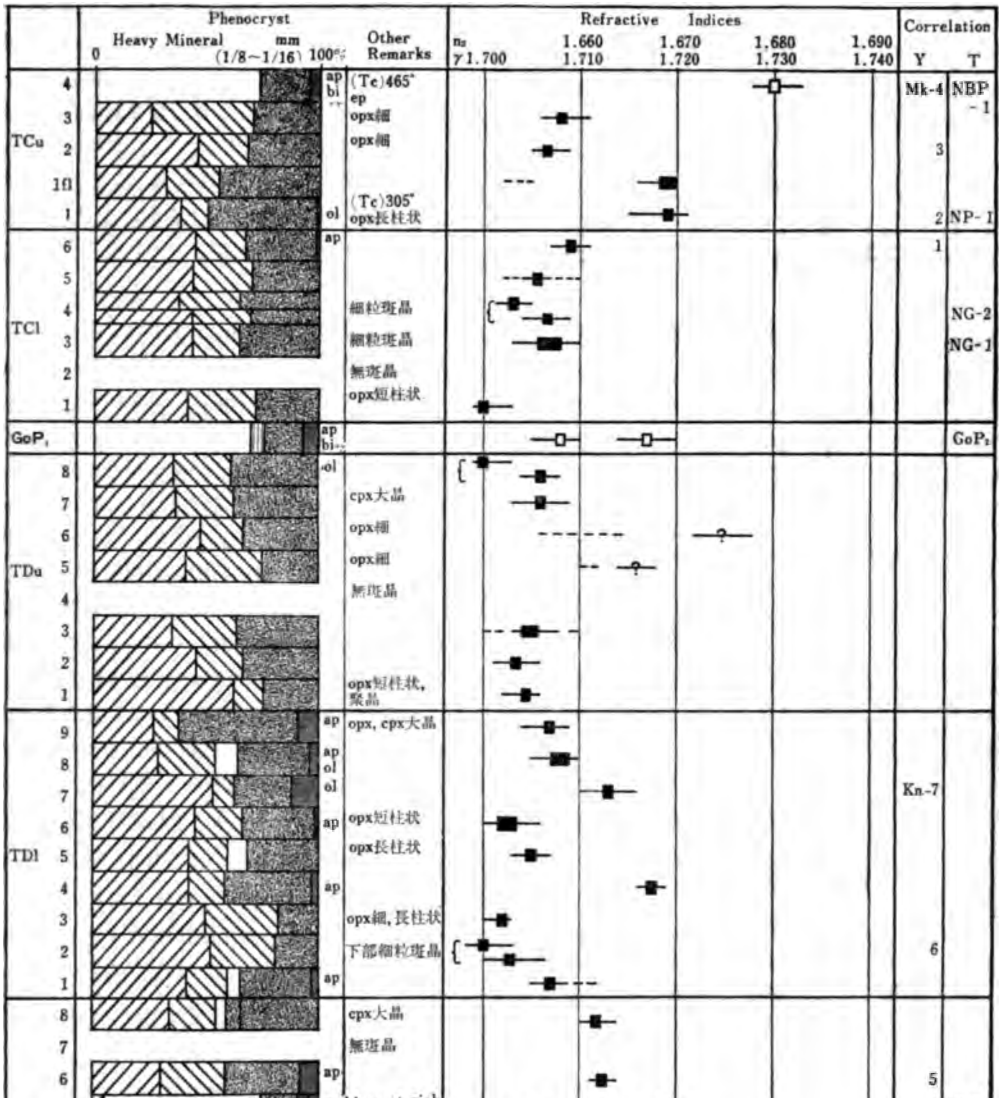


第4図(1)　テフラ示標層の岩石記載的特性 T-Au～T-B テフラ累層
重鉱物組成($^1/_8$～$^1/_{16}$mm)。opx : orthopyroxene, cpx : clinopyroxene, ho : hornblende, oxho : oxyhornblende, mg : magnetite, ol : olivine, bi : biotite ($^{+++}$極多量, $^{++}$多量, $^{+}$少量), ap : apatite, zr : zircon, qt : quartz, ep : epidote. (Tc) : 強磁性鉱物のキュリー温度 (°C)。

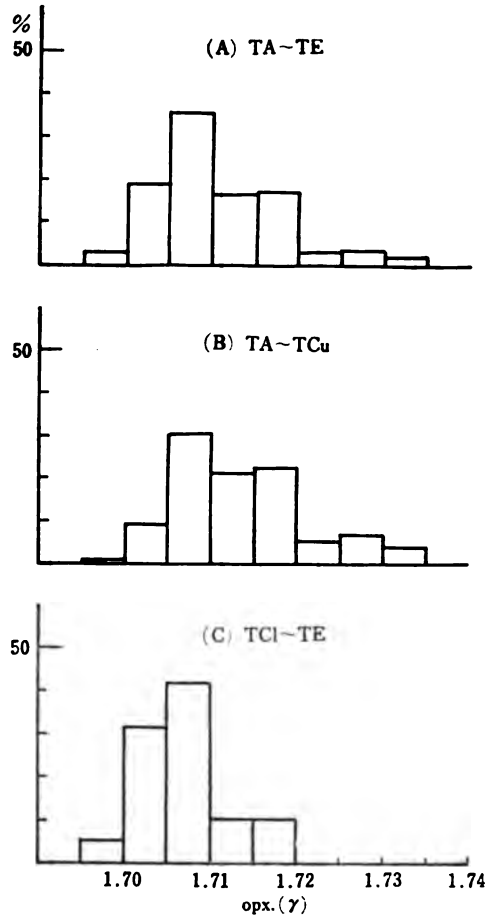
第２表(2)　テフラ示標層の岩相・産状上の諸特性(大磯丘陵における観察に基づく)

| 1 | | | 2 | | 3 | 4 | | 5 | 6 | | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Marker Tephra | | | Names in the previous works (a) | (b) | Type of Tephra | Colour (a) | (b) | Thickness in cm | Max. Grain Size (cm) E.E. | L.F. | Grading or Stratification | Degree of Sorting | Degree of Vesiculation | Content of Phenocryst | Content of Lithic Fragment |
| TC | TCu | 4 | NkBP | | Ho B P | wh | 5Y8 1 | 40 | 2.0 | -- | c/f | w | w | m~p | p |
| | | 3 | | | P | y | 5Y8 3 | 25~30 | 2.0 | 1.0 | | w | — | m~p | m |
| | | 2 | | | [S<br>[P | bk<br>or~y | 10YR8 6 | 180 | 3.0 | 1.5 | stratified | w | w | r~m | p |
| | | 1 | HOP₁ | [illegible]沢<br>軽石流 | Pfl | gy | (10YR6 1<br>(N6 0 | 600+ | 7.0 | 20.0 | | p | p | p | 下部 r |
| | | 1 | NkP | F₅ | P | (bl~gy<br>(wh~gy | (10YR7 1<br>(2.5 Y 8 2 | 210 | 14.0 | 3.0 | | w~m | p | p | m |
| | TCl | 6 | | F₄ | [S<br>[P | y~gy | 2.5Y8 4 | 50 | 10.0 | 1.5 | c/m c/m | w | w | p | m |
| | | 5 | | F₃ | S P | y~br | (5Y4 3<br>(5YR7 4 | 50 | 3.0 | 2.0 | c/m/f | m | p | p | 上部 r |
| | | 4 | | F₂ | [S<br>[P | bk~bl<br>y | (7.5YR5 6<br>(2.5 Y 8 6 | 110 | 2.0 | 2.0 | m/c | w | p | m | r |
| | | 3 | | F₁ | P | wh~y | 10YR8 4 | 80 | 2.5 | 1.5 | | m | p | m~p | r |
| | | 2 | | | L | gy~bk | 2.5Y3 4 | 20 | 1.0 | 0.5 | c/f/c/f | w | p | p | r |
| | | 1 | | | [S<br>[P | bl~bk<br>y | 7.5YR2 2<br>10YR7 8 | 30 | 1.5 | 1.0 | | w | m | m~p | m |
| GoP₁ | | | [illegible] | | Ho B P | | | 省 | | | | 略 | | | |
| TD | TDu | 8 | | | S P | or | (5 Y 7 4<br>(10YR8 6 | 50 | 4.0 | 5.5 | | m | w | m | m |
| | | 7 | | | P | wh~y | (2.5 Y 8 6<br>(5 YR7 6 | 50 | 3.0 | 2.0 | | w | p | m | 中部 r |
| | | 6 | | | P | y~or | 7.5YR4 3 | 35 | 6.7 | 8.0 | —— | p | m | p | r |
| | | 5 | | | S | bk~r | 5Y5 2 | 35 | 3.5 | 1.5 | c/f/m | w | m | p | p |
| | | 4 | | | L | bk | 2.5Y2 2 | 30 | 3.0 | 1.8 | —— | m | p | p | r |
| | | 3 | | | S L | bk | 7.5 YR2 2 | 90 | 2.3 | 1.4 | c m/f | w | p | p | r |
| | | 2 | | | S L | bk | 2.5Y4 2 | 45 | 1.6 | 0.7 | m/f | w | p | p | r |
| | | 1 | | | P | or | 7.5YR7 8 | 10 | 0.3 | — | | w | — | r | — |
| | TDl | 9 | | | P | wh~y | 10YR8 6 | 40 | 1.0+ | 1.0 | | w | -- | r | r~m |
| | | 8 | | | P | y | 2.5Y8 4 | 45 | 5.0 | 1.0 | | -- | w | r | m~p |
| | | 7 | | 青鬼<br>木鬼 | [S<br>[P | bl~gr<br>p | (10 Y 6 2<br>(5YR8 4 | 30 | 12.0 | 1.0 | m/c/m | w<br>中部 p | -- | m | m |
| | | 6 | | 赤鬼<br>黒鬼 | P | y~br | 2.5Y8 4 | 60 | 4.0 | 4.0 | m/f/m | 上部 m~p<br>下部 w | w~m | w~m | r |
| | | 5 | | | S P | p~y<br>r | 2.5Y8 2 | 22 | 4.5 | 3.5 | c/f/m | p | p | m | r |
| | | 4 | | | P | gy~y | 10YR8 3 | 30 | 2.5 | 1.5 | --- | w~m | w | p | p |
| | | 3 | | | P | y~wh | 5Y8 2 | 25 | 3.0 | 1.0 | f/m/c | w | p | p | p |
| | | 2 | | | P | y~wh | (7.5YR5/2<br>(2.5 Y 7/2 | 45 | 4.0 | 3.0 | c/m/f/c | m | m | p (上部 r) | p |
| | | 1 | | | P | r | 10R4/8 | 15 | 5.0 | 5.0 | —— | w | w | p | r |
| TE | | 8 | | | P | or~y | (2.5 Y 7/4<br>(10YR7 6 | 60 | 2.5 | 1.5 | | m | -- | r | r |
| | | 7 | | | L | bk | 10YR2 3 | 45 | -- | 2.5 | f/m | w | p | p | r |
| | | 6 | | | P | y | 2.5 Y 7 2 | 散点70 | 3.0 | 1.0 | —— | w | w | p | p |
| | | 5 | KaBP | | Ho B P | br~y | 10YR8 2 | 25~30 | 0.4 | | m f | w | · | r | — |
| | | 4 | | | P | y~or | 10YR5 3 | 20 | 4.0 | 2.5 | --- | m | m | m | m |
| | | 3 | | | [S<br>[P | bk~gy<br>y | 2.5 Y 8/4 | 25 | 3.0 | 0.5 | f/c/m | m | p | p | p |
| | | 2 | | | L | y, bl, r | 10YR6 8 | 80 | 1.5 | 1.5 | | w | p | -- | r |
| | | 1 | | | [S<br>[P | bl, y<br>wh | (2.5 Y 7 6<br>(7.5YR8/3 | 45 | 2.5 | 2.0 | m/c | w | p | p | m |

p.32のつづき— (b) 本質物質の内容の色(マンセル土色帖による)。なお(　でくくったものは２種類以上の色を呈し，[でくくったものは上下で色が異なることを示す。(6) E.E.: Essential Ejecta, L.F.: Lithic Fragment.　(7) たとえば f/m/c は上部細粒，中部中粒，下部粗粒のように成層することを示す。v. c 極粗粒。未記入のものは概してmassive なもの。(8), (9) w: well, m: intermediate, p: poor. (10), (11) r: rich, m: intermediate, p: poor, ob: obsidian bearing.
なお (6)~(11) で横線を施こしたものは各特徴が不明なもの。




第4図(2) テフラ示標層の岩石記載的特性 T-Cu～T-E テフラ累層
屈折率；$\gamma$: 斜方輝石の最大屈折率, $n_2$: 角閃石へき開片の最大屈折率, いずれもレーンジとモードを示す。括弧でくくつてあるものは上下で屈折率が異なるもの。?はモード不明のもの。対比, Y：横浜地域, T：多摩丘陵東部。




第5図　多摩ロームテフラ示標層の斜方輝石屈折率 γ の頻度分布
(A) 全層 (66層), (B) 上部層 (TCu-1 以上 38 層), (C)下部層 (28層)。

て γ の値が低いことが注目される。これら上・下層の γ 値のモードの頻度分布をとつてみると，第5B, C 図のようになる。火山岩では一般に岩質が珪長質になるほど含まれる斜方輝石は Fs 成分にとむ (すなわち γ が高くなる) 傾向がみられるから，第5 B, C 図からうかがえる傾向は，TCu-1 直下を境にした前記の上・下両テフラ群の岩相などの特徴とよく対応する。

やや細部にわたるが，γ 1.725 以上のとびぬけて高い値をもつテフラがいくつかある。TDu-6, TB-8, TB-14, TAu-7, TAu-10などがその例であるが，それらはこうした高い γ 値をもつ斜方輝石を含むテフラの例が少ないだけに，対比には威力を発揮する。中でも TB-8 は γ 1.735 におよぶ類例の少ないもので，屈折率特性からはまず第一級の特徴的示標層といえる。この斜方輝石はおそらく $En_{45}$ $Fs_{55}$ あたりの組成をもつもので，フェロハイパーシンの部類に入るだろう。こうした高い γ 値をもつ例は，これまでの知見では TAu-7 のほか北海道支笏火山起源の Spfa-1 や Spfl があるのみである (新井，1972)。なお TB-8 と TAu-7 とは層位が著しく離れているほか，TAu-7には特徴的に両錐形石英をともなうのに TB-8 にはそれがない点，岩相の相違などで容易に識別できる。TB-8 はその稀少な屈折率特性が主要な手がかりとなつて，後述のとおり横浜の舞岡テフラ群の中に AA 型として，また房総半島北部清川層中に AW 型として見出されている。

斜方輝石 γ のモードやレーンジの幅の大きさも，個々のテフラ層の特徴の一つである。テフラによつては完全に純化された試料によつても，モードの不明瞭なもの，あるいはきわめて広いレーンジをもつもの，さらに bimodal に現われるものがある。こうした性質をもつものを降下ユニットごとに詳しく分けて γ を測つてみると，下部の降下ユニットと上部の降下ユニットとで γ が大きく異なる場合がある。T-E~T-A テフラ累層の中では，TDl-2, TDu-8, TCl-4, TB-1, TB-7, それに TCl-3, TB-8, TAu-2 などがこうした γ 特性を示す。このうち前のテフラ群では γ が下部の降下ユニットで高く，上部で低い傾向をもつのに，後のテフラ群では逆の傾向をもつ。他の例を含めてみると，下部から上部へ高→低と変化する方が多くみられ，マグマ柱やマグマ溜りの中の晶出過程や分層構造などの規則性を示唆している。下部から上部へ低→高と変化するもののうち，TAu-2 などの場合は，上下の降下ユニットで鉱物組成も著しく異なるので，あるいは給源の異なるテフラが相ついで噴出したために1メンバーのように重なつた可能性のあることを暗示している。

(4) 角閃石の屈折率特性

第4図に示した10層の角閃石型テフラの角閃石へき開片 $n_2$ は，上位8層については，1.675～1.690の比較的せまい範囲に入るが，下位の2層 $GoP_1$ と TE-5とは著しく低い値をもつ。ことに$GoP_1$には緑色角閃石と共存して，カミングトン閃石 (Cummingtonite) と思われるほとんど無色ないし淡緑褐色の角閃石を必ずともなつていて，両者が一つの斑晶の中で複雑に入りくむことがしばしばある。そのため $GoP_1$ に含まれる角閃石のへき開片 $n_2$ は，無作為に試料を選別した場合，一般に bimodal な特徴を示し，きわめて異色的である[11]。カミングトン閃石は火山岩中に一次鉱物として産出することは稀であるから，示標層としての $GoP_1$ を何よりも特徴づけており，後述のように隔絶した地域の試料についても，確信のもてる同定が可能である。

ところで上位8層の角閃石型テフラのうち，TAu-4 と TB-9，TAl-1 と TCu-4 の2組はほとんど同じ $n_2$ をもつが，鉱物組成がやや異なるとともに上下のテフラとの組み合わせが著しく異なるので，類別は比較的容易である。また TAu-7 は両輝石型テフラだが少量の角閃石をともなう。これの $n_2$ はやや特異な低い値 (1.670～1.675) を示す。いまのところ大磯丘陵にしかみられずまた粗粒で散点状の産状を示すが，将来上位にある TAu-12 (真鶴軽石) などの第一級指標層を遠隔地で同定するような場合に重要な傍証となる可能性がある。

## IV　各地のテフラ示標層の対比

ここでは従来からよく調べられてきた多摩丘陵東部および横浜西部のテフラが，前述の大磯丘陵におけるテフラとどのように対比されるかをのべ，ついで他の2，3の地域のテフラについて言及する。

多摩丘陵東・北部や横浜西部で従来から知られてきたテフラは，それが箱根や隣接諸火山に由来する場合には，第1図のような各地域の位置関係からみて大磯丘陵に存在することはまず確実である。これらの地域に分布する多くの示標層の層位，岩相，岩石記載的特徴を正しくつかみ，大磯丘陵における諸示標層のそれ（第2表，第4図）と比較すると，主な示標層は第6図のように対比される。これにもとづいて累層単位での対比結果が第3表に示される。また第4表には個々の示標層の同定の根拠の一つとして，役立つた岩石記載的特性のうちの鉱物組成，斜方輝石・角閃石屈折率，その他の特徴が示されている。岩相・産状上の特色は対比の上でもちろん役立つが，多摩丘陵，横浜西部地域については記載された例が多いので，ここでは省略する。

横浜ふきんは箱根火山テフラの分布軸に近いためか，テフラ層序は多摩丘陵東・北部よりも著しく複雑である。そこでまず比較的簡単な層序をもち示標層の数も少ない多摩丘陵から記載することにしたい。

### 1. 多摩丘陵

(1) 概要

多摩丘陵の地形面は大きく $T_1$, $T_2$ の2地形面に分けられているが，このうち $T_2$ 面上にのるテフラ累層の主体をなす示標層には両輝石型テフラが多い。ところがその下位にあつて $T_1$ 面上にのるテフラの主な示標層はすべて角閃石型という対照的な特色がある。後者の場合，多摩丘陵北西部から北へ狭山，飯能方面に行くにつれ厚さを増すものが多く（第1図），給源火山は箱根，富士方面でないことは明らかである。前者は，多摩丘陵の中では南の横浜方面へ行くほど厚くなり，また新たな示標層がつけ加わる。

多摩丘陵東部の模式地おし沼（第7図 Loc. 1）で，おし沼砂礫層上にのる厚さ約20m の多摩ロームのうち両輝石型テフラ示標層として知られているのは，下位から登戸軽石 I (NP-I，ドーラン)，同II (NP-

11) 多摩丘陵東部から北方の狭山丘陵にかけての地域には，$GoP_1$ の約50cm ほど上位にゴマシオ第2軽石 ($GoP_2$) がある（皆川・町田，1971）。この $GoP_2$ は $GoP_1$ にきわめて類似した屈折率特性をもち，わずかに2種の角閃石の量比が異なるだけである。両示標層のカミングトン閃石は $n_2$ 1.658±，緑色角閃石は $n_2$ 1.667±にモードをもつ（第5表）。詳しくは稿をあらためて記載する。

第3表　各地の多摩ローム層の累層単位での対比

| 大磯丘陵 | 横浜西部 | 多摩丘陵その他 (1) | (2) | (3) | 従来知られている代表的テフラ示標層 |
|---|---|---|---|---|---|
| T-A | Mt(六ツ川) | T₂ローム | 土橋ローム | 土橋軽石群 | TAu-2 (ニセ東京)<br>TAm-5 (ウワバミ)<br>TAm-1 (アラレ) |
| T-B | Mk (舞岡) | | | | |
| T-C {u, l} | Ns (西根) | | | 登戸軽石群<br>おし沼軽石群 | TB-1 (バヤリース)<br>TCu-1 (ドーラン)<br>$GoP_1$ (ゴマシオ第1) |
| T-D | Kn (港南) | T₁ローム | | | |
| T-E | | | | 八王子軽石群 | TE-5 (八王子黒雲母) |
| | | | | 蛇田・日野・狭山・飯能 軽石群 | |

(1) 関東ローム研究グループ (1956), (2) 鶴見・大村 (1966), (3) 皆川・町田 (1969)

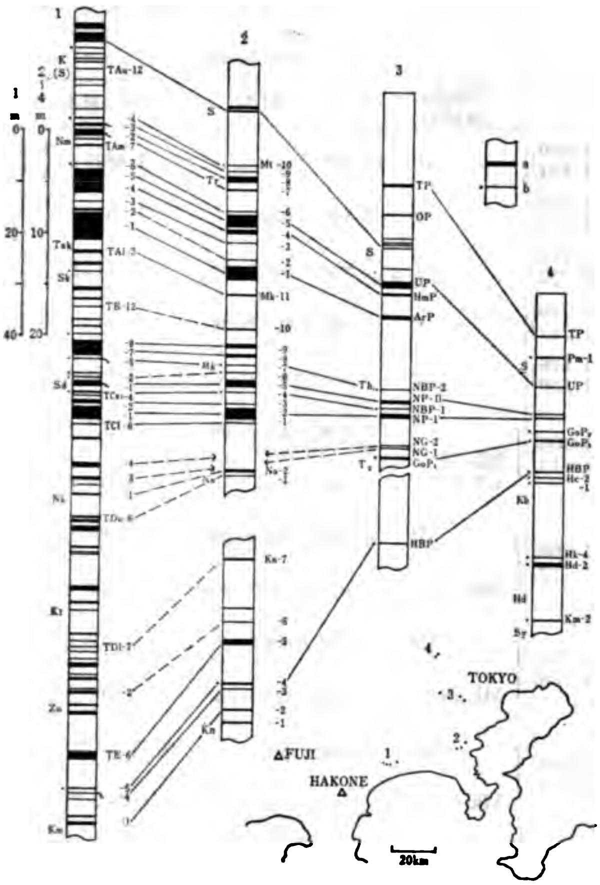
II, バヤリース), アラレ (ArP), ヒヨーモン (HmP), ウワバミ (UP) の計5層である(第6図)。これらはいずれもおし沼から南へ行くにつれ厚さと粒度を増す。おし沼の南にある土橋以南の地域 (標準露頭は第7図 Loc. 2) で, 新たに加わる示標層には少なくとも次の4層がある (新称, 第6図)。下位から NG-1, 2 (ゴマシオ第1軽石 ($GoP_1$) と NP-I との中間やや下部にあるスコリア質軽石2層), NBP-1 (NP-IとIIとの中間やや上部にある黒雲母含有中粒の白色軽石), NBP-2 (NP-IIの上位1～2m にある黒雲母含有細粒の白色軽石)。これらのうち角閃石型テフラの NBP-1, 2は, 両輝石型の厚層 NP-I, IIと組み合わせることにより, 広域対比を行なう場合に威力を発揮する。また NG-1はそのマトリックスに, $GoP_2$ 起源と考えられる2種の角閃石斑晶を含むので, $GoP_2$ の直上またはほぼ同層準と考えられる。なお $GoP_2$ はおし沼地域よりも多摩丘陵北西部以北の地域で発達がよい。NBP-2と ArP との中間にも, 何枚かの軽石層が識別されるが, 下位の4枚にくらべ風化が著しくすすみ, 斑晶鉱物は粘土化していることが多い。

ところで多摩丘陵でみられる角閃石型テフラ示標層の中で層位学的にとくに重要なのは, $GoP_1$ と八王子黒雲母軽石 (HBP) であろう。$GoP_1$ はおし沼砂礫層頂面の層準を示すテフラで, 広域にわたり追跡される。また HBP も著しく広い地域に認められ (皆川・町田, 1971), きわめて特徴的な岩相と鉱物組成をもつ。この両者は多摩丘陵北西部～狭山丘陵では, 厚さ4～3m内外の風化テフラで隔てられる。

多摩丘陵の多摩ローム層は下位のおし沼砂礫層や御殿峠礫層がよく発達するところでは, ほぼ水平に重なるが, 崖端では種々の層準で上位のテフラが下位のテフラを切ってはい下る現象がみられる。観察されたそれらの層準は, 下位から $GoP_1$ 直下 ($T_2$ ロームの基底), NP-I 直下, NP-IIから約3m 上位までの層準 (土橋ロームの基底), ArP 直下, UP 直下などである。

(2) 対比

上部の示標層 **UP, HmP, ArP** については, 大磯丘陵から多摩丘陵東部までの間, この部分の露頭が比




第6図　南関東各地のテフラ示標層の対比
1：大磯丘陵，2：横浜西部，3：多摩丘陵，4：狭山丘陵，各地域の総合柱状図。柱状図のスケールは1と2～4とで異なる。各柱状図左側の記号（イタリック）は各地形面（第6表）の層位を示す。K(S)：吉沢面，Nm：沼代面，Tak：滝ノ前面，Sk：七国峠面，Sd：早田面，Nk：中井面，Kt：古怒田面，Zo：雑色面，Km：鴨沢面，S：下末吉面，Tr：鶴見面，Mk：舞岡面，Ns：西根面，Kn：港南面，Th：土橋面，$T_2$：$T_2$面，Kb：小比企面，Hd：程久保面，Sy：狭山面。
a：両輝石型テフラ示標層，
b：角閃石型テフラ示標層。

較的多いので，丹念な野外観察だけでも，それぞれ **TAm-5，4，1** と対比することができる。ことにTAm-5(UP)は色（風化すると鮮やかな黄橙色を呈す），厚さの著大なこと，斑晶の少ないこと[12]などの岩相上の特徴が著しく，上位の示標層 TAu-2(下部スコリア，上部軽石からなる）や下位の TAm-4 と組み合わせると，比較的容易に同定できる。第4表のように，これら3枚の示標層は岩石記載的特徴もよく一致し，上の同定を確実にしている。大磯丘陵でもっとも厚い軽石である TAm-1 は，その分布軸が TAm-5 より南方へずれる傾向をもつ（第8(1)図）。これは岩相上の特徴のほか，かなり高い屈折率(1.718±)をもち，特徴的な針状～長柱状の晶へきのある斜方輝石で特色づけられる。下末吉層の新たな模式地（綱島街道大倉山切通し東側の露頭（第7図 Loc. 3)で，下末吉層にきられる泥炭質で貝化石を含む泥層（鶴見層，関東第四紀研究会，1970）の中にある粗粒厚層（最大粒径3cm，厚さ70cm）の軽石は，岩相，鉱物組成，それに斜方輝石の $\gamma$ (1.718±)と晶へきの特徴（長柱状）などからみて，TAm-1 ($A_rP$) と考えられる。

前述の **NP-I**（ドーラン），**NBP-1，NP-II**（バヤリース），**NBP-2** は，確実に **TCu-1，TCu-4，TB-1，TB-5** に同定される（第6図，第4表）。その根拠は，岩相（ことに TCu-1つまり NP-Ⅰ は最下部と最上部の降下ユニットに特色がある），両輝石型と角閃石（黒雲母含有）型テフラとのくり返しなどのほか，

12) TAm-5 のように，元来斑晶の含量が少ない示標層の場合には，風化したとき輝石の検出が困難なことがある。したがって，斜方輝石の屈折率を同定の示標に使う場合には，異物の混入しないよう，とくに軽石の純化に留意する必要がある。

第4表　南関東各地の

| Ooiso Marker tephra | Ooiso H.M. | Ooiso R.I. | Yokohama Marker tephra | Yokohama H.M. | Yokohama R.I. |
|---|---|---|---|---|---|
| TAu 4 | ho≒mg⋙opx | **1.6815±(1.680/1.684)** | Mt 10 | ho>mg | **1.6815±(1.679/1.683)** |
| 〃 3 | opx>cpx≒mg≫ol | 1.7125±(1.710/1.715) | 〃 9 | opx>mg | 1.7125±(1.710/1.714) |
| 〃 2 | opx≥cpx≥mg | 1.712±(1.710/1.714) | 〃 8 (ニセ東京) | opx≒mg≫cpx | 1.712±(1.710/1.713) |
| TAm 7 | opx>cpx≒mg | 1.7115±(1.710/1.712) | 〃 7 | opx>cpx≒mg | 1.7115±(1.709/1.713) |
| 〃 6 | ho≫mg, opx.bi | **1.678±(1.676/1.680)** | 〃 6 | ho≫mg≫opx>bi | **1.678±(1.675/1.682)** |
| 〃 5 | opx≥cpx≒mg | 1.708±(1.706/1.710) | 〃 5 | mg>opx≫cpx | 1.7075±(1.706/1.710) |
| | | | Mk 16 (ウワバミ) | mg≥opx | 1.709±(1.707/1.712) |
| 〃 4 | opx>mg≥cpx | 1.7095±(1.708/1.712) | Mt 4 | opx>mg>cpx | 1.7095±(1.708/1.712) |
| | | | Mk 15 | opx≥mg>cpx | 1.708±(1.706/1.711) |
| 〃 3 | opx≥cpx≒mg | 1.706±(1.703/1.708) | Mt 3 | opx≫mg≫cpx | 1.704±(1.701/1.707) |
| | | | Mk 14 | opx≥cpx>mg | 1.706±(1.703/1.708) |
| 〃 2 | mg≥opx>cpx | 1.713±(1.709/1.715) | Mt 2 | mg≫opx | 測定不能 |
| | | | Mk 13 (ニセオレンジ) | opx≥mg>cpx | 1.700~1.712(分散) |
| 〃 1 | opx>mg>cpx | 1.718±(1.716/1.721) | Mt 1 | opx>mg>cpx | 1.7175±(1.715/1.720) |
| | | | Mk 12 (ニセ三色) | opx>mg>cpx | 1.718±(1.716/1.721) |
| TAl 3 | opx≫cpx≒mg | 1.720±(1.718/1.723) | 〃 11 | opx≫mg>cpx | 1.720±(1.719/1.722) |
| TB 12 | opx>mg>cpx | 1.709±(1.707/1.711) | 〃 10 | opx≥cpx≒mg | 1.708±(1.705/1.710) |
| 〃 8 | opx≒mg>cpx>ol>ho | 1.731±(1.728/1.735) | 〃 9 | opx≒mg>cpx | 1.731±(1.728/1.739) |
| 〃 7 | opx≒cpx≒mg>ol | 1.718±(1.716/1.721) | 〃 8(オリーブ) | opx≥cpx≒mg | 1.710~1.720(分散) |
| 〃 5 | ho>bi>mg>opx | **1.688±(1.685/1.690)** | 〃 7(ゴマ) | ho≫bi≫opx | **1.688±(1.685/1.690)** |
| 〃 2 | ho>mg≫opx | **1.685±(1.682/1.686)** | 〃 6(グラッシー) | ho≫opx>cpx≒mg | **1.689±(1.686/1.692)** |
| 〃 1 | mg>opx>cpx≫ho | 1.700±(1.698/1.703) | 〃 5(上ガラ, MkP-II*) | opx≒cpx>mg | 1.6995±(1.698/1.707) |
| TCu 4 | ho>bi>mg⋙ep | **1.680±(1.678/1.683)** | 〃 4(アリタマ) | ho>bi≥mg | **1.681±(1.678/1.683)** |
| 〃 2 | cpx>opx≒mg | 1.7065±(1.705/1.709) | 〃 3 | opx≒cpx≥mg | 1.7065±(1.704/1.709) |

テフラ示標層の特性

| Tama | | | Other area | Accuracy |
|---|---|---|---|---|
| Marker tephra | H.M. | R.I. | | |
| | | | | A |
| | | | | A |
| | | | | A |
| | | | | A |
| | | | | A |
| UP　ウワバミ | mg≫opx | $1.709\pm\left(\begin{smallmatrix}1.706\\1.711\end{smallmatrix}\right)$ | 三島 Ng-1, 房総・上岩橋層中 | A |
| HmP　ヒョーモン | opx≧mg≫cpx | $1.7095\pm\left(\begin{smallmatrix}1.706\\1.711\end{smallmatrix}\right)$ | | A |
| | | | | A |
| | | | | B |
| ArP　アラレ | mg>opx≫ho | $1.716\pm?\left(\begin{smallmatrix}1.713\\1.720\end{smallmatrix}\right)$ | | A |
| | | | | A |
| | | | | B |
| | | | 房総・清川層中 | A |
| | | | | A |
| NBP-2 | ho≒bi>mg | $1.6885\pm\left(\begin{smallmatrix}1.686\\1.690\end{smallmatrix}\right)$ | | A |
| | | | 三島 Tk-7 | B |
| NP-II　バヤリース | mg≫opx>cpx≫ho | $1.700\pm\left(\begin{smallmatrix}1.698\\1.704\end{smallmatrix}\right)$ | 三島 Tk-6, 房総・藪層中？ | A |
| NBP-1 | ho>mg>bi≫ep | $1.6815\pm\left(\begin{smallmatrix}1.680\\1.683\end{smallmatrix}\right)$ | | A |
| | | | | A |

| Ooiso | | | | Yokohama | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Marker tephra | | H.M. | R.I. | Marker tephra | H.M. | R.I. |
| TCl | 1 | opx>cpx≒mg | 1.7185±(1.716 1.720) | Mk 2(本ガラ MkP-I*) | opx>cpx≒mg | 1.719±(1.716 1.731) |
| TCl | 6 | opx>cpx≒mg | 1.709±(1.707 1.710) | 〃 1(イリタマゴ) | opx>cpx≒mg | 1.7095±(1.708 1.712) |
| 〃 | 4 | cpx>opx≒mg | 1.703±(1.701 1.705) | | | |
| 〃 | 3 | cpx≧opx≒mg | 1.706±(1.704 1.709) | | | |
| 〃 | 1 | opx>cpx>mg≫ol | 1.700±(1.699 1.703) | Ns 2 | opx≧cpx>mg | 1.6985±(1.697 1.701) |
| TDu | 8 | cpx>opx≒mg>ol | 1.706±(1.704 1.708) | 〃 1 | opx≒mg>cpx≫ho | 1.705±(1.703 1.708) |
| TDl | 7 | okx≒mg>cpx≒ol | 1.713±(1.710 1.718) | Kn 7 | opx≧mg≫cpx | 1.712±(1.710 1.715) |
| 〃 | 2 | opx>cpx≒mg | 1.700±(1.710 1.718) | 〃 6(パヤリース?) | opx≒mg | 1.699±(1.698 1.702) |
| TE | 6 | cpx≧opx≒mg | 1.7125±(1.711 1.714) | 〃 5(ドーラン?) | opx>cpx≒mg | 1.713±(1.709 1.715) |
| 〃 | 5 | bi>ho≫mg≫opx | **1.669±(1.667 1.672)** 1.705±(1.704 1.707) | 〃 4(ゴマシオ ?KoBA*) | bi≧ho>mg>opx | **1.6695±(1.668 1.674)** 1.705±(1.703 1.707) |
| 〃 | 4 | cpx≒mg≫opx≫ol | 1.708±(1.705 1.710) | 〃 3(イエロー) | opx≧cpx≒mg | 1.708±(1.706 1.710) |
| 〃 | 1 | opx>cpx≒mg | 1.706±(1.704 1.708) | 〃 2(スコパミ) | mg>opx≧cpx | 1.706±(1.704 1.708) |
| | | | | 〃 1 | opx>cpx>mg | 1.713± |

H.M. 重鉱物組成，全斑晶についての量比の傾向を示す。記号は第4図参照。
R.I. 斜方輝石および角閃石(ゴシック)のへき開片の最大屈折率，モードおよびレーンジ(括弧内)をものと同じ。横浜における括弧内の名称は関東第四紀研究会(1973，一部 1972)による。* 印の名称などによる。** GoP₁, GoP₂ ともカミングトン閃石を特徴的にともなうが，ここには緑色角閃石を示す。

斜方輝石 $\gamma$，角閃石 $n_2$ の一致（第4表）など数多い。なお，TCu-4は緑れん石片を含むが，その特色もNBP-1に認められる。

$GoP_1$ と $GoP_2$ は，大磯丘陵には分布しないようである。しかしその層準は第4表のように TCl の下部から TCl/TDu 境界ふきんにおかれると考えられる。$GoP_2$ の角閃石と思えるものが混在する NG-1 は，TCl-3 に対比されそうなこと（第4表），$GoP_1$ と $GoP_2$ とは近接した層準にあることなどが主な根拠である。

HBP が大磯丘陵の TE-5 に対比されることは，第4表の鉱物組成や屈折率（角閃石 $n_2$ のみならず斜方輝石 $\gamma$）の一致からみて確実である。層位，岩相の点も矛盾しない。この対比は多摩ローム下部の層準を揃える意味できわめて重大なので，風化層の相違による鉱物組成の若干のちがい，類似例の有無などを検討しておく必要があろう。HBP は多摩丘陵以北の地域では一般に風化がすすんでおり，TE-5 に比べて

| Tama | | | Other area | Accuracy |
|---|---|---|---|---|
| Marker tephra | H.M. | R.I. | | |
| NP-I　ドーラン | mg>opx≫cpx | $1.718\pm\begin{pmatrix}1.715\\1.720\end{pmatrix}$ | | A |
| | | | | A |
| NG-2 | mg>opx≫cpx, (ho) | $1.701\pm\begin{pmatrix}1.699\\1.703\end{pmatrix}$ | | B |
| NG-1 | mg>(ho)>opx | $1.705\pm\begin{pmatrix}1.702\\1.707\end{pmatrix}$ | | B |
| GoP₂ | ho>bi>mg | $1.668\pm\begin{pmatrix}1.665\\1.671\end{pmatrix}$** | | |
| | | | | B |
| | | | | B |
| GoP₁　ゴマシオ | ho>bi>mg | $1.667\pm\begin{pmatrix}1.664\\1.670\end{pmatrix}$** | 房総・瀬又貝層中, 信州金山居倉BBP | A |
| | | | | B |
| | | | | A |
| | | | | A·B |
| HBP | bi>ho>mg≫opx | $1.669\pm\begin{pmatrix}1.668\\1.672\end{pmatrix}$<br>$1.7055\pm\begin{pmatrix}1.704\\1.707\end{pmatrix}$ | 房総・地蔵堂層中Hy3 | A |
| | | | | A |
| | | | | A |
| | | | 房総・地蔵堂層中Hy4 | A |

示す。?のついているものはモード不鮮明。大磯におけるテフラの屈折率特性は第4図に示した
は町田(1973)による。多摩における名称は関東ローム研究グループ (1965), 鶴見・大村 (1966)
のみを示す(第5表参照)。　最右欄は, A：対比が確実なもの, B：対比がかなり確実なもの

石英の量が多く，斜方輝石に乏しいことがある[13]。これは斜長石の一部や斜方輝石が風化したためと考えられる。多摩丘陵坂下の試料は，その中でも風化度が低いもので，その組成は TE-5 のそれと酷似する。また HBP と酷似する屈折率をもつ示標層は，HBP の直下にある八王子第2軽石（皆川・町田, 1971, ここでは Hc-2 と記号化して呼ぶ）である。第5表のようにこれらは屈折率特性だけでは識別できないが，Hc-2 に比べて HBP が黒雲母を極端に多量に含有することは，野外で両者を見分ける有力な手がかりとなるし，HBP の方が厚くかつ分布が広い。このように，Hc-2 が大磯の TE-5 や横浜の Kn-4 に対比される可能性は全くないといえる。

(3) 多摩丘陵北西部～飯能丘陵に分布する角閃石型テフラ示標層

13) 皆川・町田 (1971) の第4表にも，多摩丘陵以北の試料では山王台（横浜）のそれよりも，石英の量が著しく多いことが示されている。

第5表　多摩丘陵北部～狭山～飯能地域の角閃石型テフラ示標層の岩石記載的特性

| Marker Bed | Loc. | Heavy Mineral | Refractive Indices | Other Remarks |
|---|---|---|---|---|
| GoP₂ | 田端 | ho>mg, bi | gr. ho $1.667\pm\binom{1.665}{1.670}$<br>pc. ho $1.658\pm\binom{1.656}{1.659}$ | m≪f, gr. ho : pc. ho ≒6 : 4, qt あり |
| GoP₁ | 田端 | ho>mg, bi | gr. ho $1.667\pm\binom{1.665}{1.669}$<br>pc. ho $1.658\pm\binom{1.656}{1.660}$ | m≪f, gr. ho : pc. ho ≒8 : 2, qt あるも GoP₂ よりやや少 |
| HBP | 坂下 | bi≫ho>mg≫opx | opx $1.7055\pm\binom{1.704}{1.707}$<br>gr. ho $1.669\pm\binom{1.666}{1.672}$ | m≒f, opx 他形, qt 少, oxho あり |
| | 田端 | bi≫ho>mg | gr. ho $1.668\pm\binom{1.665}{1.671}$ | m≒f, qt 稀少, oxho あり |
| Hc-2 | 坂下 | ho>mg≫opx | opx $1.7055\pm\binom{1.704}{1.707}$<br>gr. ho $1.669\pm\binom{1.667}{1.672}$ | m<f, qt 少, opx 他形 |
| Hc-1 | 田端 | ho>mg, opx | gr. ho $1.6665\pm\binom{1.664}{1.669}$ | m>f, qt 少, opx 他形稀少 |
| Hd-3 | 坂下 | ho>mg | gr. ho $1.670\pm\binom{1.667}{1.671}$<br>pc. ho $1.6595\pm\binom{1.658}{1.661}$ | m<f, gr. ho : pc. ho ≒8 : 2, oxho 少 qt>plag |
| Hk-4 | 箱根崎 | ho>mg (bi) | gr. ho $1.670\pm\binom{1.666}{1.672}$<br>pc. ho $1.6595\pm\binom{1.657}{1.661}$ | m≧f, bi 多, qt 少, gr. ho : pc. ho≒8 : 2 |
| Hd-2 | 箱根崎 | ho>mg | gr. ho $1.670\pm\binom{1.667}{1.671}$<br>pc. ho $1.659\pm\binom{1.658}{1.661}$ | m≦f, qt 多, gr. ho : pc. ho≒5 : 5(中・上部), 8 : 2 (下部) |
| Km-3 | 上鹿山 | mg>ho (bi) | gr. ho $1.669\pm\binom{1.667}{1.671}$<br>pc. ho $1.6595\pm\binom{1.658}{1.662}$ | m≧f, gr. ho : pc. ho ≒9 : 1 |
| Km-2 | 上鹿山 | mg>ho (bi) | gr. ho $1.667\pm\binom{1.665}{1.670}$<br>pc. ho $1.659\pm\binom{1.658}{1.661}$ | m≪f, gr. ho : pc. ho ≒5 : 5 |
| Bi 密集帯 | 箱根崎 | bi>mg>ho | gr. ho $1.685\pm\binom{1.680}{1.687}$ | m>f, ho 変質, qt 多, plag なし |

GoP₂～HBP・本文参照, Hc : 八王子, Hd : 程久保, Hk : 箱根崎, Km : 上鹿山, gr. : green, pc. : pale colour～colourless, m : mafics, f : felsics
テフラの名称は皆川, 町田 (1971) による。

ここでは，皆川・町田 (1971) の層序に基づき，GoP₂ の下位にある角閃石型テフラ示標層の岩石記載的特性を記載しておく（第5表）。皆川・町田 (1971) は HBP の下位に計14枚の示標層を識別し，記載したが，第5表でとり上げたのは，飯能，狭山，多摩丘陵で厚く発達し，関東平野中部や房総北部にも分布する可能性をもつ GoP₂ 以下11枚のテフラ示標層である。なお参考のために既述の GoP₁, GoP₂, HBP の特性も併記する。

第5表で明らかなように，この示標層中には GoP₁, GoP₂ に類似した特性をもつものが多い。Hd-3, Hk-4, Hd-2, Km-3, Km-2 の5枚はいずれも緑色角閃石 (gr. ho) および淡色ないしはほとんど無色の

角閃石（pc. ho）からなる２種の角閃石を含み，各へき開片屈折率($n_2$)はかなり似た値を示す。しかし，$GoP_1$ および $GoP_2$ とは僅かではあるが異なつている。また２種の角閃石の量比も示標層ごとに個性がある。これらの点は他の地域で $GoP_1$ を同定する場合に役立つ。新井（1972）は八ケ岳南東麓金山居倉の黒雲母含有軽石(BBP)が，ここでいう $GoP_1$ と同一層として対比される可能性がつよいとのべた。BBP は gr. ho>mg>pc. ho>bi の重鉱物組成をもち，$m \ll f$, gr. ho の $n_2$ は1.6665±（1.664～1.669），pc. ho の $n_2$ は1.658±（1.656～1.660），両者の量比はほぼ８：２という岩石記載的特徴をもつ。これは第５表の諸示標層の中で $GoP_1$ の特徴にもっとも類似し，上の対比をつよく裏づけている。

2．横浜西部

(1) 概要

横浜西部（北は帷子川，南は円海山の北側斜面に限られる丘陵地）の多摩ローム層は，厚さ 60 m あまりで多数の示標層がみられる。全層序がまとまつて露出するところはなく断片的に露出しているため，テフラの全層序はなかなかつかみにくい。ここでは個々のテフラ累層の模式地をもつて，上位から六ツ川（Mt と略記，以下同様），舞岡（Mk），西根（Ns），港南（Kn）の４累層に区別し記載する。第６図柱状図２のように Ns テフラ以上は連続するが，Kn テフラと Ns テフラとの間はまだつながつていない。

もつとも新しい **Mt テフラ累層**は山王台の西約500m，第７図の Loc. 8（六ツ川二丁目興亜紙業のうらの崖）に模式的に露出する。これは厚さ約17m の軽石層にとむテフラ累層である。その上部は下末吉ロームに整合的におおわれる。顕著な数枚の軽石層については，遠藤・上杉（1972），町田（1973）により大磯丘陵の本稿でいう TAm から TAu テフラ累層中の示標層に対比され，また近藤ほか（1973）により多摩丘陵東部の UP～ArP に対比されている。




第７図　横浜および多摩丘陵の地形面分布と主要模式地の位置
Ａ：三崎面，Ｂ：小原台面，Ｃ：下末吉面，Ｄ：多摩面のうち T-a～T-c 面，Ｅ：多摩面のうち T-e 面，Ｆ：沖積低地および斜面。1～10 本文参照。なお Loc. 8 は六ツ川（Mt），Loc. 9 は舞岡（Mk），西根（Ns），Loc. 10 は港南(Kn) の各テフラ累層模式地。

**Mk および Ns テフラ累層**は，横浜西部の多摩ローム層序の中で，その層位がもつとも問題となつたものである。模式地は第７図の Loc. 9（戸塚駅北東２km にある舞岡病院のうらの崖）におかれる。ここではこれらのテフラ累層と Kn テフラ累層との上下関係は不明で，海成らしい砂層の上に水平にのる Ns テフラ（関東第四紀研究会，1972の西根ローム，厚さ６m）と，それと斜交しておおう Mk テフラ累層(厚さ約20m)とが観察される。後者のうち下部は横に泥がちの水成層（舞岡層）に移化する。関東第四紀研究会（1972，73）は瀬戸ケ谷ふきんの露頭観察から Mk テフラ累層は Kn テフラ累層の下位であるとした。また Ns テフラ累層はさらに下位の屏風浦層に整合にのると考えた。これに対して町田（1973）は，Mk，Ns，Kn 各累層の示標層を層序の明らかな大磯丘陵の各累層のそれと対比することにより，関東第四紀研究会（1972，1973）の層序が誤まりであることを指摘した。Mk テフラ累層には多数の特徴的示標層が介在し，それらの特性の把握と層位関係から町田（1973）の示した層序と対比が完全に支持される。なお後述のとおり Mk テフラ累層の上部は Mt 累層の下部と全く同一テフラからなる。

Kn テフラ累層は横浜西部にもつとも広く分布するもので，従来は屏風浦層の上に整合に重なるいわゆる $T_2$ ロームにあたると考えられていた(関東ローム研究グループ，1960，関東第四紀研究会，1970など)。その厚さは18m 以上で，いろいろ特色のある示標層が下部にみられる。上部には風化したスコリア層が多い。模式地は第7図の Loc. 10で，そこでは下部から上部までよく露出している。

横浜西部の多摩ローム層に介在する示標層にはいちいち愛称がつけられているが，繁雑なのでここでは各テフラ累層ごとに下位から番号をつけて呼ぶことにする（第6図，第4表)。

(2) 対比

Mt-1 から Mt-10までのテフラ示標層が，大磯丘陵の TAm-1 から TAu-4 までにいちいち同一層として対比されることは，層序や岩相などの野外観察の段階でも結論を導くことができる。第4表に示された個々の示標層の岩石記載的特性は，Mt-2～TAm-2 の対比を除くと完全に上の結論を追証する。また Mk テフラ累層の上位に重なる5枚の示標層（Mk-12 から Mk-16[15]）も Mt-2～Mk-13 の対比を除くと第4表のように Mt-1～ Mt-5 と同一層として対比できる。すなわち Mk テフラ累層の上位につづいて Mt テフラが重なっているわけである。上記の各テフラ示標層は一般に風化がすすみ，一見すると白色粘土のようになつた軽石もある。上下の層位関係から TAm-2 に対比されるとした Mt-2，Mk-13 については，斜方輝石の屈折率特性が対比上有意でないが，それは風化度が著しいため，軽石の純化が困難であつたことに由来すると考えられる。他の示標層でも，同一テフラでありながら試料によつて重鉱物の組成比が異なつたり，屈折率が若干異なることがある。それは風化や土壌化のため異物の混入が行なわれたりして，軽石の純化が不完全だつたことによる場合が多い。

Mk テフラ累層中の示標層（Mk-1～Mk-11）の対比には，斜方輝石や角閃石へき開片の屈折率特性がもつとも有効である。それはこの累層の中・下部は AW 型であるため色や texture などの岩相が AA 型の場合とかなり異なるし，また軽石粒の風化程度は微弱だからである。もちろん鉱物組成や強磁性鉱物の熱磁気的性質も対比に役立つ[16]。これらの岩石記載的特性について Mk テフラ示標層はどれも互いに著しく異なつた性質をもつので，それらを上下に組み合わせて大磯丘陵の示標層群に対比させることができる。その結果は第4表のとおりで，第一級の意味をもつ示標層を挙げると，Mk-2（本ガラ[17]）は TCu-1（多摩丘陵の NP-Ⅰ，ドーラン）に，Mk-4（アリタマ）は TCu-4（同じく NBP-1）に，Mk-5（上ガラ）は TB-1（同じく NP-Ⅱ，パヤリース）に，Mk-7（ゴマ）は TB-5（同じく NBP-2）に，そして Mk-9（オリーブの1枚上位のテフラ）は $\gamma$ の著しく高い値（1.331）で特色づけられる TB-8 に，それぞれ同一層として対比される。このほかの示標層も Mk-6 を除き表示のとおり対比は確実である[18]。

Mk テフラ累層の AW 型から AA 型への移行はおよそ Mk-7 あたりの層準と考えられるので，Mk テフラ下部と同時異相の関係にある舞岡層は，後述のとおりおよそ大磯の早田(T-b)層に対比されるだろう。

Ns テフラ累層中には顕著な特徴をもつ示標層は少ない。全般に風化がすすんでいるがわずかに最下部にある示標層 Ns-1，2は比較的純度のよいもので低屈折率の斜方輝石で特徴づけられ，岩相上の特色と合わせてみると，それぞれ TDu-8，TCl-1 に対比される可能性が大きい。Ns と Mk との不整合関係はさほど大きなものではないので，Ns テフラ累層は T-Cl テフラ累層に，したがつて西根面とその構成層は T-c 期に形成されたと考えられる。なお横浜西部では $GoP_1$，$GoP_2$ はまだ確実には見出されていないが，

15) 関東第四紀研究会（1972）はこれら5枚のテフラのうち下部の2枚をニセ三色，ニセオレンジと呼び，Kn テフラ累層の下位にあると判断した。

16) Mk テフラ示標層のうち強磁性鉱物の Tc が測られたのは次のとおり。Mk-2(305°)，Mk-4(465°)，Mk-5（320°)。これらはいずれも TCu-1，TCu-4，TB-1 の Tc と一致する（第4図)。

17) 以下（　）内の名称は関東第四紀研究会（1972，73），および関東ローム研究グループ（1965）などによる。

18) Mk-6 については，TB-2 に対比される可能性が大だが，屈折率特性は合致していない。ただし鉱物組成全般の特徴はよく似ている。

水成の Ns-1 の一部に $GoP_1$ にやや似た低屈折率(1.668～1.676) の緑色角閃石斑晶が見出された。$GoP_1$ がこの層準におかれる可能性は大きい。

Kn テフラ累層の中でもっとも顕著なテフラ示標層は，その基底（港南面）から 3 ～ 4 m 上位にある **Kn-4** である。これは関東第四紀研究会（1972, 73）のゴマシオ，遠藤・上杉（1972）の下位のゴマシオ状軽石にあたり，両輝石型テフラが多い Kn テフラの中で唯一つの黒雲母・角閃石を多量に含む細粒の軽石である。この岩石記載的特性は，第 4 表に示されたように，**TE-5** と全く一致する。また T-E テフラ累層の中で，TE-5 の上・下位にある 3 枚の両輝石型テフラ (TE-1, 4, 6) がやはり Kn-4 の上・下位の Kn-2, 3, 5 にそれぞれ酷似した岩相と岩石記載的特性をもつ（第 4 表）ことは上記の対比を決定づける傍証となる。遠藤・上杉(1971)は，Kn-4 を早田ローム中の上位のゴマシオ状テフラ（本稿の TB-9）に対比したが，角閃石型テフラという点は共通するものの岩相，岩石記載的特徴のどれをとつても異なる。TB テフラ累層の中に Kn-4 と似た特徴をもつテフラはない。また関東第四紀研究会（1970）は Kn-4 を多摩丘陵東部おし沼の $GoP_1$ に対比したが，両テフラの岩石記載的特性は第 4，5 表のとおり明らかに異なる。従来知られているテフラの中では皆川・町田（1971）の指摘のとおり，Kn-4 は，HBP に酷似し，同一層として対比できる。また詳しくは別稿で報告するが，房総半島の木更津東部にある地蔵堂層中の鍵テフラ Hy-3（三梨，1973）はまさに TE-5（Kn-4, HBP）である。ところで，Kn-4 の上位約 3 m の層準にある厚い両輝石型テフラ示標層（Kn-5）は，関東第四紀研究会（1970）によりおし沼のドーランン（NP-Ⅰ）に対比されたが，岩相の点で類似する特色を確かにもつているものの，斜方輝石の屈折率特性は両者が明らかに異なる軽石であることを教えている。

ところで Kn テフラ累層の最下部にある **Kn-1** とした黄白色のやや粗粒の軽石層は，大磯丘陵では記載されなかつたテフラである。横浜西部でもこれはしばしば欠如していたり，港南層の最上部に AW 型テフラとしてのみ介在することがある（たとえば第11図)。Kn-1 は港南層を堆積させた海進の最盛期に降下堆積したため，旧汀線ふきんのみに保存されているらしい。大磯丘陵では鴨沢層中に介在するのであろう。ところでこの示標層の重鉱物組成と斜方輝石屈折率特性は，上述の房総半島地蔵堂層中の鍵軽石 Hy-4（三梨，1973）に酷似する。これは Hy-3 の対比問題や Hy-3 と Hy-4 にはさまれる貝層の示す古環境の問題などとともに，東京湾をはさむ 2 つの地域の中部更新統の対比・編年に重要な役割りを果す事実と考えられる。

以上の Kn テフラ累層の示標層と T-E テフラ累層のそれとの対比によつて，Kn テフラ累層が早田ローム（TB テフラ累層）に全く一致するとした遠藤・上杉（1972）の意見および Mk テフラ累層より上位にあるとした関東第四紀研究会（1972, 1973）の層序は大きく改めなければならない。

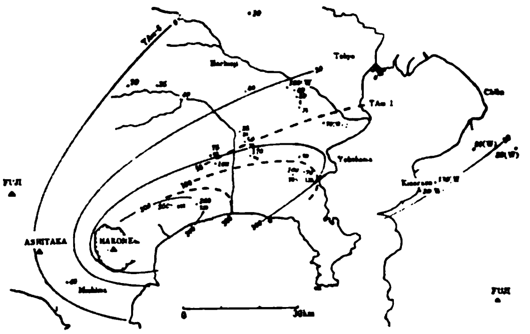
3．テフラの分布と給源火山

(1) 代表的な両輝石型テフラ示標層

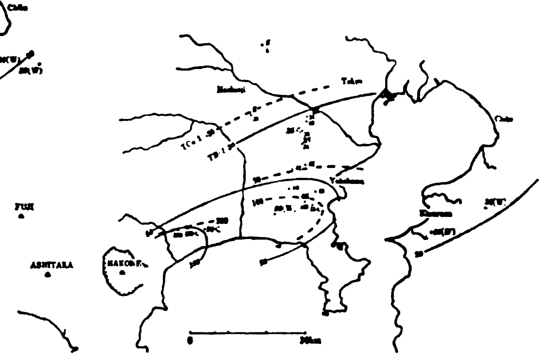
上述のように南関東一帯で対比されたテフラのうち，とくに顕著な TAm-5, TAm-1, TB-1, TCu-1 4 示標層の等厚線を描いてみよう（第8(1)，(2)図)。

等厚線を描くにはとくに三浦，房総地域の資料が不足する。しかしおよその分布傾向は明らかで，いずれも分布軸は箱根火山から東ないし東北東にのびる。この軸を箱根の西側に延長するとそこには愛鷹火山がある。後述のように三島ふきん（箱根と愛鷹との中間地域）のテフラの情報からは，上記 4 テフラはいずれも愛鷹ではなく箱根火山の噴出物と考えられる。ただし他に愛鷹火山に由来するものがないとはいいきれない（後述)。

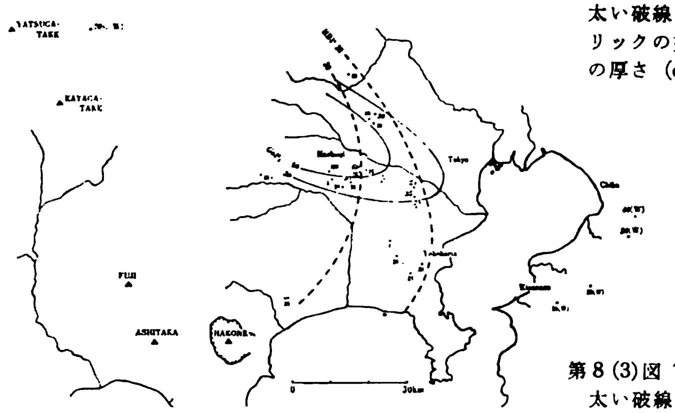
これらの容積はいずれも東京軽石（TP）や小原台軽石（OP）のそれ（町田，1971）より大きい。おそらく $10km^3$ をこすと思われる。これらのうち TAm-5 をのぞきいずれも軽石流堆積物を随伴する。久野(1952) は箱根古期外輪山（OS）の活動は前期に比べ後期になつてより珪長質の物質を噴出したとのべた。本稿のⅢ 3 でも，TCu テフラ累層以上で大容量の軽石が増えること，斜方輝石屈折率特性からも苦鉄質か



第8(1)図 TAm-1とTAm-5の等厚線図
太い破線TAm-1，細い実線TAm-5。図中イタリックの数字はTAm-5の厚さ，他はTAm-1の厚さ(cm)。(W)は水成相。



第8(2)図 TCu-1とTB-1の等厚線図
太い破線TCu-1，細い実線TB-1。図中イタリックの数字はTB-1の厚さ，他はTCu-1の厚さ(cm)。(W)は水成相。



第8(3)図 TE-5と$GoP_1$の等厚線図
太い破線TE-5，細い実線$GoP_1$。図中イタリックの数字は$GoP_1$の厚さ，他はTE-5の厚さ(cm)。(W)は水成相。

ら珪長質への推移がうかがえることなどをのべた。したがって上記の大容量軽石はOS後期($OS_2$)のきわめて爆発的な活動の産物といえよう。

上記4示標層の分布からみると，これらは将来武蔵野台地や下総台地さらに三浦半島などの中部第四系から検出される可能性が大きい。事実，その一部は地点と厚さを図に示したように，千葉～木更津の海成層中から見出されつつある。

(2) 代表的な角閃石型テフラ示標層

第8(3)図には，$GoP_1$とTE-5との，いままでにわかつた産出地と厚さとが示されている。房総については，$GoP_1$は瀬又貝層中に，またTE-5は前述のとおり地蔵堂層中に見出された結果を用いた。また前述の$GoP_1$が八ケ岳山麓金山のBBPほかに対比されるという考えも用いた。図から明らかなように，これらは前記両輝石型テフラとは全く異なつた分布を示すし，$GoP_1$とTE-5も対照的な分布様式を示す。$GoP_1$については今後の調査により，等厚線はかなり変更される可能性があるが，現段階では八ケ岳から東南東方向に細長く分布すると考えられる。一方，TE-5の等厚線は明らかにこのテフラが遠方の火山に由来することを物語る。噴出源についてはいろいろ候補が挙げられるが，今後の調査にまちたい。

皆川・町田(1971)の知見から判断すると，HBPより下位にある角閃石型テフラ(第5表)は，大部

分八ケ岳方面から関東山地をおおつて関東西部に分布するものと考えられる。一方，これより上位の TA～TCu テフラ累層に介在する角閃石型テフラの分布と給源火山はどうであろうか。大磯丘陵で認められた8層のうち，横浜では5層が，また多摩丘陵東部ではわずかに2層がいずれも薄層として認められるにすぎない。このことは $GoP_1$ 以下にあるテフラと異なつて，これらの大部分が八ケ岳より南に位置する火山に由来したものであることを暗示する。

この問題とともに多数の両輝石型テフラの給源火山を厳密に論ずるためには，箱根周辺の古いテフラの層序と対比についての資料が必要であろう。そこで次に最近若干の資料が得られた三島ふきんと真鶴岬におけるテフラの記載をしておく。

(3) 三島ふきんの古期テフラ

箱根火山南西麓と愛鷹火山南東麓のテフラについては，町田 (1968)，愛鷹ローム団研グループ (1969) の報告があるが，いずれも下末吉ロームないしは多摩ローム最上部以上の，新しいテフラを対象にしたものであつた。最近三島ふきんでは土木工事のため露頭が増え，古期のテフラ層序がわかつてきた[19]。第9図はこの地域の綜合柱状図に，テフラの岩石記載的特性と大磯丘陵におけるテフラとの対比結果を示したものである。得られた知見をまとめると次のようになる。

1) 久野 (1952) によると，三島ふきんにある軽石流堆積物は新期外輪山形成後に噴出したとされる。それは町田 (1968) により TP 降下直後に噴出し箱根の東側に流下堆積したものに対比された。しかしこの他に三島ふきんには明らかに多摩ロームの時代に噴出した軽石流が少なくとも1層（第9図の Tk-6）は認められる。これはその厚さや粒度の地域的変化からみると愛鷹火山起源ではなく箱根火山起源と考えられる。

2) この古期軽石流堆積物は斜方輝石屈折率特性からみると，前述の大磯丘陵や後述の真鶴半島にある軽石流堆積物のいずれとも異なる。そして上位にかさなるテフラの対比結果を含めてみると，TB-1 に対比される可能性がもつとも強い。

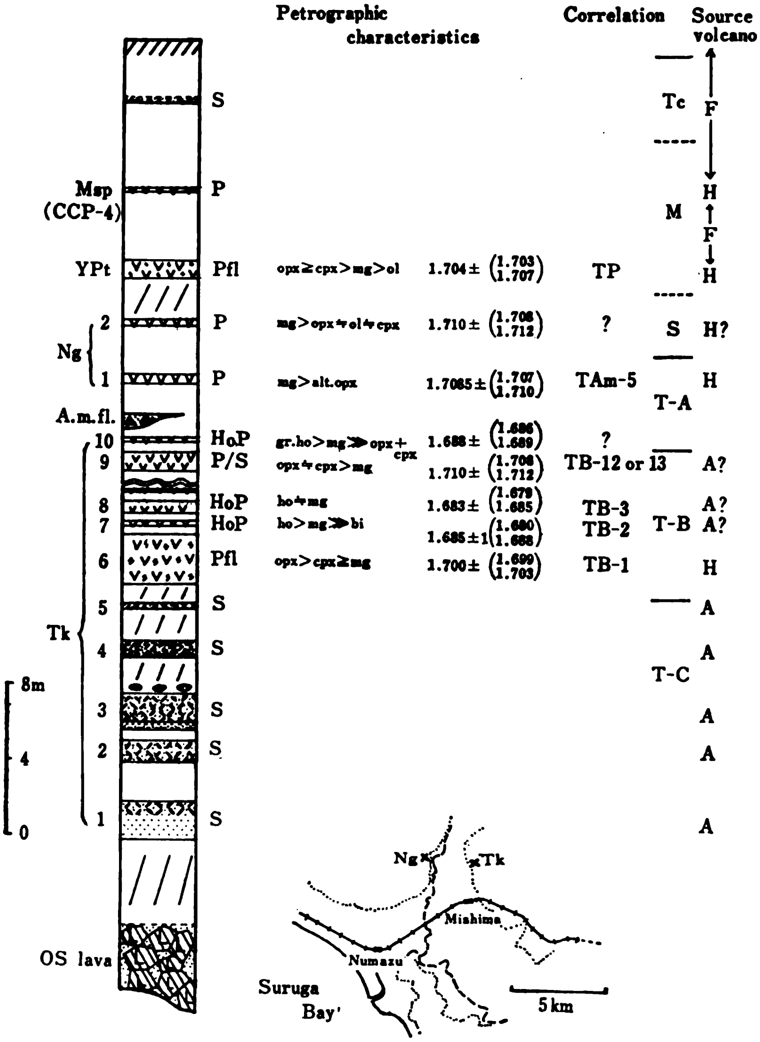
3) 厚さ1mをこししかも粗粒のテフラが，三島ふきんでは上記軽石流堆積物の上に1層，下位に3層存在するが，産出地点の位置からみてそれらが箱根火山に由来する可能性はきわめて少ない。いずれも三島から東方へ薄くなるからである。またどれも両輝石型のスコリアないし軽石層である。愛鷹火山は，その裾野の地形が箱根古期外輪山のそれよりはるかに新鮮なので，その主な形成期は OS と重複しながらも若干新しいものと考えられる。愛鷹南東山麓をつくる火山泥流堆積物の層位は第9図のとおり長泉第1軽石 (Ng-1, 愛鷹ローム団研グループ (1969) の OP にあたり，$TA_m$-5 に対比されるもの）の直下という比較的上部におかれること，これに対して OS の溶岩流はテフラ累層の基底部にくること，などは上記の愛鷹と箱根の前後関係の判断と矛盾しない。こうしてみると，第9図の Tk-1, 2, 3, 4, 8, 9 などの厚いテフラは愛鷹火山起源の可能性がつよい。そして第9図の対比に基づくならば，T-D ないし T-C から T-B にいたるテフラ累層の中に愛鷹火山に由来するものが含まれることになる。

4) 角閃石型テフラが4枚認められる。そのうち TB-3 に類似した特徴をもつ Tk-8 は，もつとも厚くかつ粗粒で，この地域に比較的近接した火山に由来すると考えられる。このふきんの火山のうちで角閃石斑晶を多量に含有する火山岩が見出されているのは，愛鷹火山の一部（沢村，1955）のほか天城火山の古期溶岩の一部（倉沢，1959）などで，比較的少ない。これらの火山が Tk-8 を含めた角閃石型テフラの給源である可能性は少なくないといえよう。

(4) 真鶴岬のテフラ

ここで真鶴軽石 (MnP) と呼ばれる示標層は，久野 (1952) の「真鶴岬の軽石層」の上半部にあたる（第10図柱状図1）。これは発泡度のよい粗粒の白色軽石を主体にし，黒曜石を含む厚さ4～5mの軽石層である。この下位には真鶴半島をつくる $OS_2$ 溶岩をおおう厚さ4mの風化テフラがあり，その中に少な

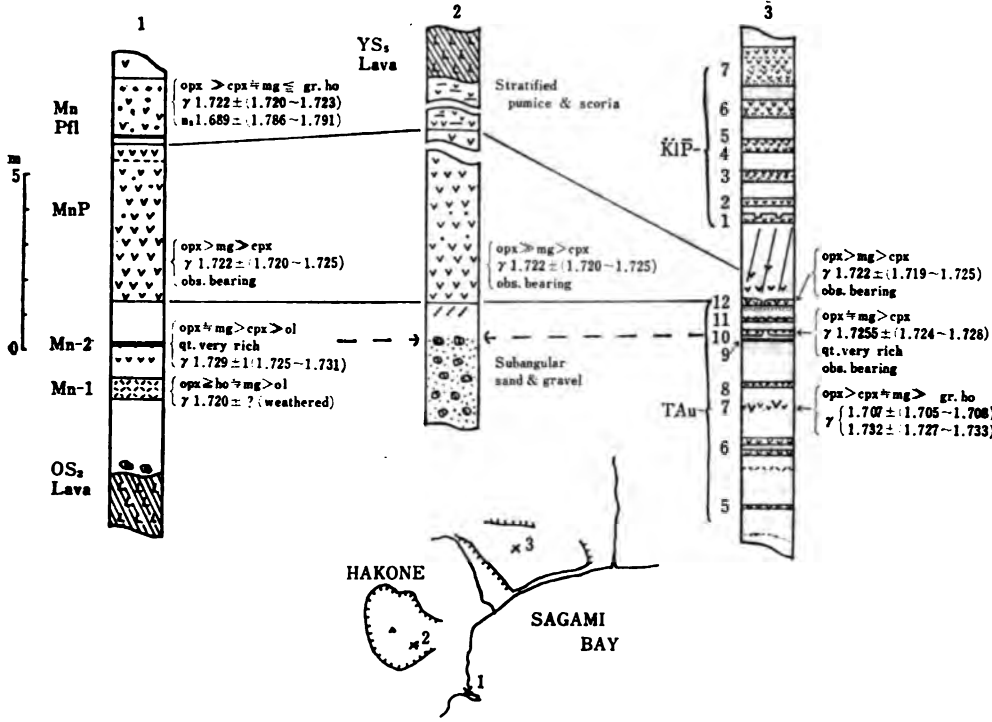
19) 層序の一部は高橋豊氏（三島北高）と加藤芳朗氏（静岡大）に負うところが大きい。




第9図　三島ふきんのテフラ柱状図（綜合）と示標層の特性に基づく対比
柱状図のうち Ng-1 以下の部分は三島市北部徳倉 (Tk) におけるもの，Ng-1 以上は長泉村下長窪 (Ng) におけるものである。示標層のうち Ng-1，2はそれぞれ OP，YP(愛鷹ローム団研グループ，1969) にあたる。$YP_T$，Msp はそれぞれ TP に伴なう新期軽石流，三島軽石にあたる。A. m. fl. は愛鷹山麓泥流堆積物。Tk-1～10は新称。
柱状図のすぐ右側はテフラのタイプ，岩石記載的特性の左側は重鉱物組成，右側は屈折率特性（下線のあるものは角閃石へき開片の，ないものは斜方輝石の屈折率）。給源火山については，F：富士，H：箱根，A：愛鷹。

くとも2枚の示標層 (Mn-1 と Mn-2) が見出される。

MnP は斜方輝石が $\gamma$ 1.722± という類例の少ない屈折率を示すが（第10図柱状図1），これに酷似する特徴をもつテフラに，箱根須雲川上流の箱根新道にかかる黒岩橋際に露出する厚い白色軽石層がある（第10図柱状図2）。後者は亜角礫層をおおい，かつ湖成とみられる成層したテフラと屏風山をつくる溶岩 ($YS_5$) におおわれている。これは久野 (1952, p 118) が記載した YS の最下位にある石英安山岩溶岩の上位にくる「白色の軽石凝灰岩」の一部にあたるだろう。厚さは5m 以上，粗粒（最大粒径10cm 以上）で高温酸化の赤褐色軽石や黒曜石片を含むなどの岩相も MnP のそれと似ている。第10図に示した以外の岩石記載的特性については，両者は斜方輝石の晶へきの特徴（c 軸方向にとくに伸長した長柱状）や斑晶粒度まできわめてよく似ている。したがって両者はまず同一のテフラと考えられる。こうした対比に基づくと，この示標層は第1期のカルデラが現在の位置に近いところにまで広がった後，そして大部分の YS 溶岩より前に噴出したものなので，箱根火山の発達史を論ずる際に重要な役割りを果すと考えられる。こうした点から MnP に対比されるテフラを南関東一帯で挿す必要がある。町田 (1971 b) は岩相



第10図　真鶴軽石（MnP）とそれに近い層準のテフラの特性と対比
1：真鶴岬，2：箱根新道黒岩橋，3：大磯丘陵中井町（第3(A)図 Loc. 5）。重鉱物組成などで使われている略号については第4図に準拠する。γ：斜方輝石，n₂：角閃石の屈折率。

とその大容量の点とから，MnP は TAm-1，4，5 あたりに対比されるのではないかと予想したが，それぞれの岩石記載的特徴を調べてみると MnP はこれらのいずれにも対比できないことがはっきりした。はじめに MnP に酷似した鉱物組成と斜方輝石屈折率特性で特色づけられる軽石が見出されたのは，房総半島木更津ふきんの桜井の貝層中に AW 型テフラとしてであつた。大磯丘陵において，下末吉埋没土層の下部に粗粒だが薄層をなす TAu-12が MnP と対比されることがわかつたのは，それからだいぶ時間が経過してからであつた。対比の決め手は屈折率特性をはじめとする岩石記載的特性の一致であるが，両者ともにその下位に石英に著しくとむことで特徴づけられる軽石層（Mn-2 と TAu-10など）が認められるなどの層位的な類似性も役立つ。

このように，大磯丘陵や房総半島で同一層が見出された MnP は，厚さや粒度の分布からみて箱根火山から東ないし東南東方向に分布軸をもつて飛散したものと考えられる。そして後述のように，この示標層は下末吉層中に入る。また箱根火山の発達史の中では YS の最下部の層準を指示している。テフラ層序における YS/OS 境界の位置はほぼ下末吉ローム/多摩ローム境界と考えられたが（町田，1971 a），若干下位の層準にずらす必要があるわけである（第2図）。

## V.　南関東の地形面・地層の対比とその意義

### 1．多摩丘陵と横浜西部の地形面と地層

以上にのべた各地のテフラの同定に基づくと，大磯丘陵と標記2地域相互の間の地形面と地層の対比は第6表のようになる。詳しい記載の前に，従来の所説と異なる点を指摘しておこう。

1）横浜の港南面は多摩丘陵東部の $T_2$ 面に対比され，ともに屏風浦層からなるとされていた（関東ロ

第6表　南関東各地の地形面・地層の対比

| テフラ累層 | 地形面・地層の統一名称 | 大磯丘陵 | 横浜西部 | 多摩丘陵 |
|---|---|---|---|---|
| S | | | | |
| T・A | S | 吉沢 | 下末吉 | 下末吉 |
| | $T\text{-}a_u$ | 沼代 | 戸塚 | 鶴見 |
| | $T\text{-}a_m$ | 滝ノ前 | （六ツ川） | |
| T・B | T-a | 七国峠（黒岩） | （初音丘） | |
| T・C | T-b | 早田 | 舞岡 | 土橋 |
| T・D | T-c | 中井 | 西根 | おし沼（$T_2$） |
| T・E | T-d | 雑色 | | |
| | T-e | 鴨沢 | 港南 | 小比企 |
| | | | | 坂下面・程久保面・狭山面・阿須山面（$T_1$ |

名称の直上の横線が地形面を，名称の位置が地層をあらわす。
括弧内（横浜西部）は地形面・地層のみられる地名で，仮称である。

ーム研究グループ，1965，関東第四紀研究会，1970）。しかし両面を整合におおうテフラは前述のとおり決定的に異なり，前者の方が古い。一方，従来の $T_1$ 面（御殿峠礫層堆積面）と比べると港南面の方が新しい。これについては皆川・町田（1971）が横浜の山王台で HBP を同定したことに基づきふれている。

2）従来の $T_2$ 面より新しく下末吉面より古い地形面として，鶴見・大村（1966）は土橋面を設定したが，まだこの他にも独立の地形面がある。関東第四紀研究会（1970，71）の鶴見層や戸塚層の堆積面がその一つで，土橋面より新しい。また関東第四紀研究会（1972）の舞岡層はここでいう港南層より古いとされたが，テフラ層序からみると新しく，早田砂層や土橋面構成層にほぼ対比される。

3）大磯丘陵の早田砂層と横浜の港南層（山王台砂層）とは遠藤・上杉（1971）によると対比されるというが，両者は異なった層位におかれる。なお第6表では町田（1973，第1表）の地形面の対比が多摩 c と d に関して訂正されている。

(1) 下末吉層とテフラ

横浜北部～川崎に発達する下末吉層には，テフラはあまり含まれていない。それは，イ）テフラの供給と堆積が下末吉海進のときに中断していたのか，ロ）テフラの供給はあったが，堆積環境に原因して流水の営力で粉砕されたか遠方へ流乏してしまったのか，ハ）この時期にも鍵になりうるテフラは降下したが，たまたま分布域がずれてこの地域をおおわなかつたのかのいずれかまたはこれらの複合の所産と考えられる。これらのうちでとくに強調したいのはロ）とハ）である。

下末吉埋没土層の下部を占める MnP（TAu-12）は，その層位からみて下末吉層中に介在すると考えられるが，事実この示標層をはさむ前述の桜井の貝層はその上部に KlP 群（下末吉ローム下部のテフラ群）を介在させるので下末吉層（木下層）に対比される。桜井の貝層は温暖な海況を示すので，MnP は下末吉海進の最盛期（厳密には KlP-1 が旧汀線ふきんに AA 型として堆積しているので，絶頂期より若干前であろう）に降下したと考えられる。また美しい高温型石英を特徴的に含む TAu-10などや高屈折率の斜方輝石を含む TAu-7 などの顕著な示標層も，AW 型テフラとして下末吉層中から見出される可能性がつよい。下末吉層の堆積に先立つ低海面期がテフラのどの層準かという問題は，下末吉層基底部に介在するテフラの発見にかかるが，おそらく TAu-2～TAu-6 の範囲の層準がこの時期にあたるのであろう。それは次に記す $T\text{-}a_u$ 層からの情報に基づく。

(2) $T\text{-}a_u$ 層～T-a 層

$T\text{-}a_u$ 層にあたるものは，横浜の本牧や鮫が谷そして大倉山などの下末吉台地で，下末吉層下の埋没段丘堆積物として見出される。これは TAm-1，4，5などの粗粒軽石厚層をはさむ。そしてその頂面は AA 型の TAu-2 以上のテフラにおおわれている。これは関東第四紀研究会（1970）の鶴見層にあたる。その

堆積相には，内湾性の堆積相をもつもの（前述の大倉山露頭には TAm-1 層準に内湾性の貝化石がある）や砂礫質の河成相をもつもの（とくに帷子川沿岸）などがみられる。顕著な谷が T-a$_u$ 層で埋まつたのち，再び谷が刻まれて，下末吉層を堆積した海進がはじまつたと考えられる。下末吉海進の絶頂期の海面高度は，現実の下末吉面の旧汀線と T-a$_u$ 面のそれとの高度差からみて，T-a$_u$ 期のそれより20m 程度高かつたと考えられる。

T-a$_m$, T-a 層に所属するものは横浜西部でごく断片的にみられる。前者は第7図の Loc. 8（六ツ川，堆積面の標高約50m），後者は同図の Loc. 5（初音丘，同じく約60m）に見出される。いずれも港南面を開析する谷の埋積物で，多数の泥炭層や軽石層をはさむ陸成とみられる砂礫・泥層である。

(3) T-b 層

これに属するのは，多摩丘陵の土橋面構成層（鶴見・大村，1966）と横浜の舞岡層（関東第四紀研究会，1972）である。

鶴見・大村（1966）は土橋面に整合にのるテフラが，T$_2$ ロームのうち NP-II（パヤリース，TB-1）の上位約2.5m の層準だとした。これはおよそ NBP-2（TB-5）の約1m 上位の層準でもある。大磯丘陵の T-b（早田）面の場合には，離水のもつとも早いところで早田砂層の上に TB-1 の50cm 下位のテフラから AA 型で堆積しているが，観察される限りもつとも新しいところでは，離水面は TB-5 ふきんの層準にある。当間唯弘（個人談話）の観察では，多摩丘陵おし沼の南にある平ふきんの工事現場で，土橋面をつくるらしいシルト層の上に NP-IIが直接のつていたという。土橋面も場所により離水期に若干のずれがあるのだろう。こうした点から土橋面は T-b 面に対比される。なお，多摩丘陵の土橋面構成層の性格については未知の点が多い。

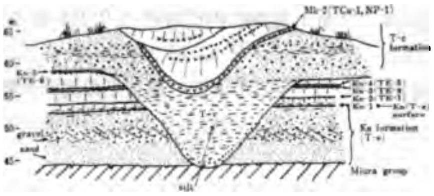
舞岡層が T-b 層に対比されることは，前述の T-B テフラ累層と Mk テフラ累層との対比に基づいている。

なお，T-b 面の標高は土橋では約55m，沈降帯に位置する横浜舞岡で約50m である。後者の場合，海成層と判断されるものの高さは上記の値より数 m 低い位置にある。

(4) T-c 層

多摩丘陵では T$_2$ 面をつくるおし沼砂礫層が T-c 層に所属する。その分布は，生田から荏田にかけて広いが（第7図），鶴見川から南の地域ではきわめて断片的である。生田～荏田地域で旧汀線と思われるところの地形面高度は約70m 弱で，東方にゆるく傾き，55～50m の標高をたもつ部分が広い。この標高は横浜西部の港南面のそれとよく似ている。テフラの同定・対比が詳しく行なわれなかつた段階では，ともに似た高度をもち多摩ローム層におおわれる丘陵地形をなすという特徴は，T$_2$ 面と港南面とを対比させる根拠として十分であつたのであろう。

横浜地域で T$_2$ 面を認定する上に障害となる点は，前述のとおり GoP$_1$, GoP$_2$ が見出されず，その層準ふきんのテフラに顕著な示標層が少ないことである。そこで，横浜地域の T-c 面は，TCu-1（Mk-2）より下位のテフラ累層におおわれること，さらにその累層中に T-Cl テフラ累層中の示標層を見出すことなどで識別されなければならない。こうして T-c 面と判断されたものは，鶴見川以南において竹山団地内（第7図 Loc. 4，海抜66m），永田町（同図 Loc. 7，海抜64m，第11図参照），西根町（同図 Loc. 9，海抜40m）などである。これらの堆積頂面高度はいずれも，その周辺の港南面より数 m 高い（第11図）。そして谷埋め性の堆積物からなることが多い。横浜西部における T-c 面が港南面をおおつて広く分布したのか，それとも港南面を開析する谷の中のみに分布したのかは確実ではないが，現在発見される露頭のごく断片的なことやその産状からみると後者の可能性がつよい。なお，T-c 相当層の中に海成貝化石はさほど多く産出してないが，前述の西根層では Ns-1 の層準から海綿の骨身がみられた。このほか地形面が海岸段丘的分布を示すことおよび海成らしい堆積物の岩相や生痕化石の状況などからみて，T-c 層は海成と考えられる。



第11図　横浜・永田町の露頭概念図
位置は第7図 Loc. 7。北に開く谷の東，西にある大露頭を綜合したもの。上半部とくに Mk-2 以上は東側の露頭に，中・下半部は西側の露頭にある。1974年夏現在西側の露頭は大部分破壊された。

T-d 相当面（層）は，大磯丘陵以外の地域ではまだ知られていない。T-D テフラ累層にさほど顕著な示標層がないのが，発見のおくれている原因の一つであろう。

(5) T-e 層

横浜西部でよく発達する港南層（関東第四紀研究会(1972)の上倉田層）がこれにあたる。その上部には厚い砂層が，また中・下部には貝化石とスコリア層を含む泥層がみられる。前述のように，この海成層を整合におおうテフラ示標層は場所により若干異なり，Kn-1 の場合と Kn-2 の場合とがある。これは離水期のずれを示し，海退の進行状況を示唆する。なお戸塚ふきんをほぼ東西に走る沈降帯で，港南面が他の地形面より著しく曲降している様子は，町田（1973）の第8，9図に示されている。

T-e 面は大磯丘陵よりも横浜西部の方に広く発達する。多摩丘陵ではこれに対比される海成面は見出されていないが，海成面のうちほぼ同時とみなされるものは皆川・町田（1971）の小比企面であろう。

従来の $T_1$ 面すなわち御殿峠礫層からなる高低2段の地形面群は，T-e 面より古いと考えられる。それは低位の坂下面（皆川・町田，1971）ですら，HBP と礫層との間に厚さ 7.5 m 内外の角閃石型テフラ累層があるからである。なお横浜では Kn-4(HBP) と港南面との間の厚さ 3～4 m ほどの両輝石型テフラは，多摩丘陵北部にいくときわめて薄くなると考えられる。

こうしてみると，皆川・町田（1971）の程久保面，狭山面，阿須山面は，南関東で礫層の堆積面が保存されているもののうち最古に近いものと考えられる。

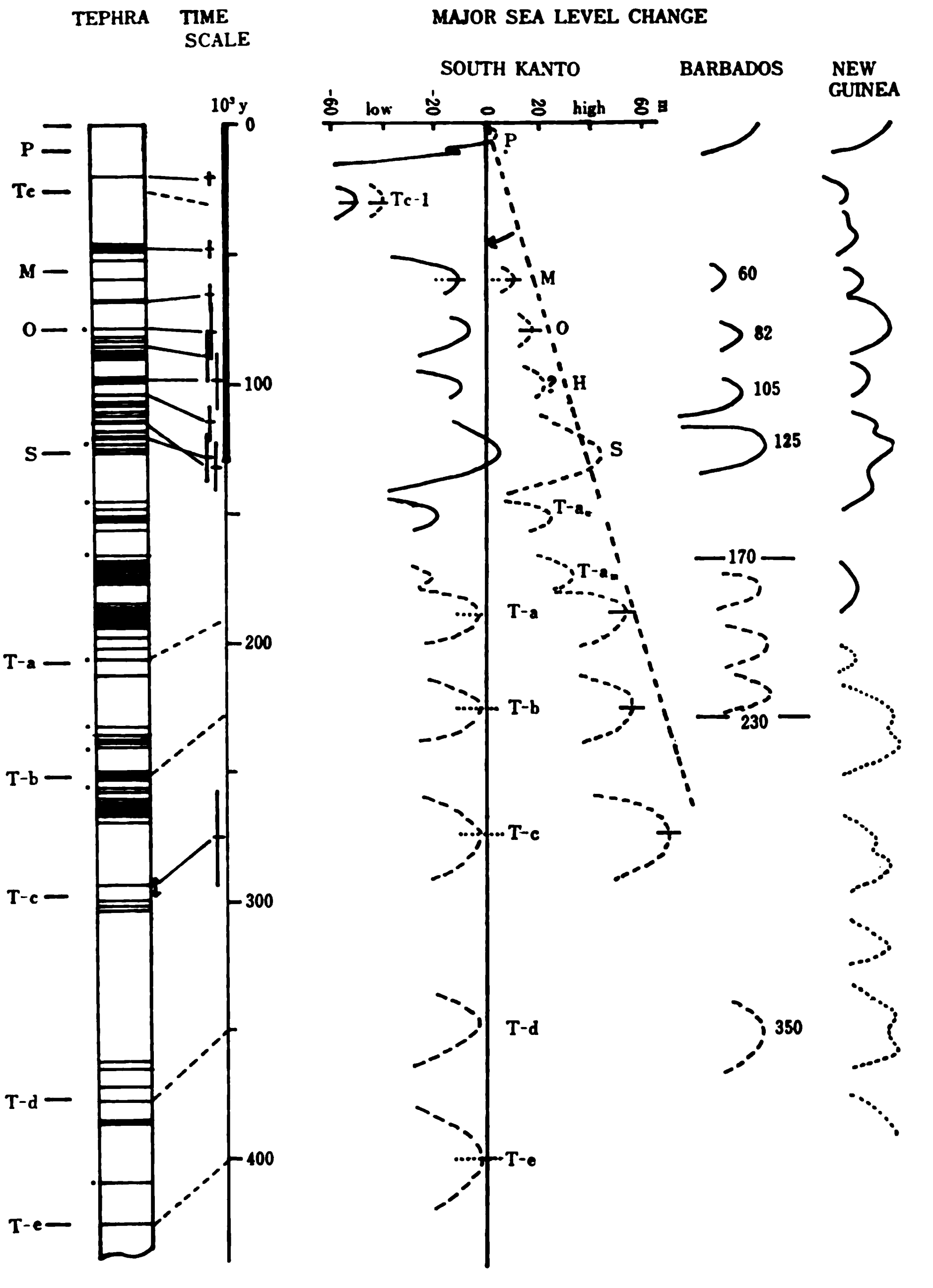
2.　多摩ローム時代の諸地形面，地層の比較

以上のように，南関東で従来多摩ローム層として一括されていたテフラの堆積時代には，数多くの海・河成の地形面，地層が形成されたことが明らかとなつた。海岸に近い陸地での谷の形成とその埋積との反覆は，海退，海進のくり返しを物語るものであろう。どの海進がより大規模であつたについて評価を下す場合には，少なくとも次の資料が必要だろう。イ）傾動の著しくないところでの各時期の旧汀線高度，ロ）各海成層の厚さと分布の広さ，ハ）絶対年代。これらの資料の集積により，この時代の海面変化曲線がえがける。資料はまだ十分ではないが，その試案は第12図に示される（MACHIDA, 1974, in press)。ここではこれを描く際に生じた若干の問題を記しておく。

イ）T-a～T-e の各地形面と地層から知られる，海進絶頂期の海面の現在おかれている高度については，T-a から T-c までは概して古いものほど高い傾向にあるが，最も古い T-e 面は T-c 面より若干低い(横浜西部～多摩丘陵東部)。こうした傾向は，i）各高海面期の現海面に対する海面高度が，それぞれ異なつていたこと，ii）隆起運動の速度が T-e のような古い時代にまで遡ぼると，もはや一定ではなかつた可能性があること，などに由来するのかもしれない。今後，各時期の古海水温などの資料（たとえば増田ほか，1974）が集まつた段階で，それらと海面高度との比較が必要となるだろう。

ロ）地形面の広さは海進の大きさを占なう手がかりの一つだが，南関東では同時代のものでも地域により発達程度が異なる。各地の古地理的環境や地史に基づくのであろう。T-e, T-c 面はそれぞれ横浜および多摩丘陵東部で広いが，大磯丘陵では必ずしも広くないし，T-a や T-b 面はその逆の傾向をもつ。ただし $T\text{-}a_u$ や $T\text{-}a_m$ などの中間的な扱いをしたものは，どれも発達が悪い。

海・河成層の厚さ，ことに谷を埋積するもののそれは，海進に先立つ低海面期の存在とその規模を反映すると考えられる。南関東のうち大磯丘陵では，T-a～T-e 層のいずれもが他の地域より厚い20m をこす堆積物から構成されている。それはこの地域では急速な隆起運動がみられしかも急傾斜の陸棚斜面が近い




第12図　過去約40万年間の海面変動

南関東の海面変動曲線は現実の旧汀線や海成層の高度などから描けるもの（破線の曲線）を，下末吉期以後隆起速度一定（破線の直線）と仮定し，下末吉海進ピーク時の海面高度7m，後氷期（P）のそれを2mとして描いたもの。下末吉期以前の曲線（破線）は年代，高度ともに精度が低い。

ため，海退期に地形面の開析が急速にすすむこと，かつ山地や火山に近いため堆積が早いことに由来するのであろう。現在各地の露頭で観察される各層の厚さがかなり似ていることは，海面変化の規模の比較を難しくしている。おそらくどの時期にも20m を大幅に上回る海面変化が期待されるので，谷埋め層の厚さの比較には試錐などで基底を確認してかかる必要がある。

ハ）第12図の年代の目盛については，町田・鈴木（1971）の資料と $GoP_1$ 直下のテフラのフイッション・トラック年代（鈴木正男・町田瑞男により測られた。別に報告される予定）をもとに，他はテフラの堆積速度を一定と仮定して推定した。T·A～T·E の各テフラ示標層の年代が求められるのも間もなくであろう。地殻運動の定常性，eustatic な海面の高度などについての論議はそれからでもおそくない。

以上のように，T·a～T·e の各エピソードの大きさの比較はなかなか難しい。いまのところ，似た規模の海面変化がかなり周期的にくり返されたと考えておこう。

北欧では Eemian 間氷期の前に，Holsteinian 間氷期，そして Amstelian と Icenian の各間氷期の存在が知られている（GUILCHER, 1969など）。このうち Holsteinian に対比されるとしたモロッコの Anfatian は $^{230}Th/^{234}U$ 法で200,000 BP. の年代が得られている（STEARNS and THURBER, 1967）が，他はわかつていない。いつぽう，Barbados 島や New Guinea の Huon 半島などのさんご礁段丘では，$^{230}Th/^{234}U$ 法，$^{231}Pa/^{235}U$ 法，He/U 法などで段丘堆積物の年代が詳しくわかりつつある（Barbados については MESOLELLA, *et al.* (1969)，JAMES, *et al.* (1971)，STEINEN, *et al.* (1973)，BENDER, *et al.* (1973)，New Guinea については VEEH and CHAPPELL (1970)，BLOOM, *et al.* (1974)，CHAPPELL (1974) など）。第12図には南関東のテフロクロノロジーから知られた海面変化曲線とこれらとが比べられている。12～13万年前より古い海面変化曲線の山と谷との対比には，いまの段階ではまだ主観の入る余地があるが，過去50万年前～13万年前の間に何回も海進・海退が起つた点はよく似ている。今後より精度の高い年代測定，詳しい海水準高度の推定によつて，対比の精度は増すにちがいない。

## VI むすび

本稿では，南関東のいわゆる多摩ロームについて，多数の示標層の層序の確立（第２図），特徴の抽出（第２表，第４図）を行ない，それに基づいてテフラを噴出した火山の活動史と海岸地域の中部更新統の編年を試みた（第２図）。テフラ示標層の対比には，岩石記載的性質，なかでも斜方輝石と角閃石の屈折率特性はきわめて有能であることがわかつた。その結果，火山の活動史や台地・丘陵の発達史についての従来の考えはかなり改訂された。そして多摩ローム層と一括されていたテフラの堆積時代には，下末吉期以降とほぼ同じ位の周期をもつて何回もの海進・海退がくり返されたこともわかつた（第12図）。多数のテフラ示標層の特徴に関するカタログ（第２表，第４図）は，ひきつづいて房総半島や三浦半島に見出される海成層の対比に大いに威力を発揮するにちがいない。それらの地層には多数の特徴的テフラ層が存在するからである。

従来，わが国なかでも南関東ではテフラが豊富なため，せいぜい鉱物組成上の特徴が，岩相・層位上の特徴とともに同定，対比に使われていたにすぎなかつた。北米，メキシコ，ニュージーランドなどでは，稀少価値をもつテフラ示標層の徹底的な岩石記載的研究が行なわれ，それなりに遠距離にわたる対比に役立つている。南関東ではぼう大なテフラがあるために，個々のテフラの特徴づけは多大の労力と時間を必要とする仕事であるが，その効用の一端は本稿にも示されていると考えられる。外国の研究例に比べて示標層が多いということは，一面似た特徴をもつテフラの出現頻度を大きくし，対比の精度がおちる危険もありうるが，上下２枚以上の特徴あるテフラの組み合わせを用いることによつて，対比をほとんど決定づけるという利点があるといえる。

本稿でのべた多摩ローム層の編年は，今後この時代のより多面的な古環境復元の研究への基礎を提供するものである。第四紀中期地史の内容が近い将来にいつそう深まることを期待したい。

## 謝　辞

この論文の中心をなすテフラのカタログづくりは，信州大学の小林国夫教授によってそのきっかけを与えられた。ここに厚く謝意を表する。また数年を要した野外調査には，菊地隆男氏，町田瑞男氏，皆川紘一氏，岡　重文氏，当間唯弘氏，杉原重夫氏をはじめとする多くの方がたにご援助と討論をいただいた。あらためて謝意を表したい。なおこの研究の一部は，文部省科学研究費および伊藤科学振興会の研究助成金によった。


## 引用文献


1) 愛鷹ローム団研グループ (1969)：愛鷹山麓のローム層．第四紀研究，8，1，10–21.
2) 新井房夫 (1972)：斜方輝石・角閃石の屈折率によるテフラの同定――テフロクロノロジーの基礎的研究――．第四紀研究，**11**，**4**，254–269.
3) Bender, M. L., Taylor, F. T. and Matthews, R. K. (1973) : Helium-Uranium dating of corals from middle Pleistocene Barbados reef tracts. *Quat. Res.*, **3**, 142–146.
4) Bloom, A. L., Broecker, W. S., Chappell, J. A. M., Matthews, R. K. and Mesolella, K. J. (1973) : Quaternary sea-level fluctuations on a tectonic coast; New $^{230}$Th/$^{234}$U dates from the Huon Peninsula, New Guinea. *Quat. Res.*, **4**, 185–205.
5) Chappell, J. M. A. (1974) : Geology of Coral Terraces, Huon Peninsula, New Guinea: A study of Quaternary tectonic movements and sea-level changes. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, **85**, 553–570.
6) 遠藤邦彦・上杉　陽 (1972)：大磯・横浜地域の古期テフラについて．第四紀研究，**11**，17–23.
7) Guilcher, A. (1969) : Pleistocene and Holocene sea level changes. *Earth-Sci. Rev.*, **5**, 69–97.
8) 羽鳥謙三・寿円晋吾 (1954)：T面丘陵の火山灰層（演旨）．地質雑，**60**，307.
9) ――・――(1958)：関東盆地西縁の第四紀地史 I，II．地質雑，**64**，181–194，232–249.
10) 一色直記・松井和典・小野晃司(編) (1968)：日本の火山，1：2,000,000地質編集図 No. 11，地質調査所.
11) James, N. P., Mountjoy, E. W. and Omura, A. (1971) : An early Wisconsin reef terrace at Barbados, West Indies, and its climatic implications. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, **82**, 2011–2018.
12) 関東第四紀研究会 (1970)：下末吉台地およびその周辺地域の地質学的諸問題．地球科学，**24**，151–166.
13) ――(1971)：屏風浦層の再検討．地球科学，**25**，38–40.
14) ――(1972)：横浜南部で新たに発見された古期ローム層について．地質ニュース，**215**，17–23.
15) ――(1973)：南関東の第四紀堆積盆地．地球科学，**27**，102–111.
16) 関東ローム研究グループ(1956)：関東ロームの諸問題．地質雑，**62**，302–316.
17) ――(1960)：関東ロームの諸問題III．地球科学，**46**，1–18.
18) ――(1965)：関東ローム，築地書館.
19) 小林国夫(1972)：テフロクロノロジーの基礎的問題――テフラ示標層の記載に関連して――．第四紀研究，**11**，211–218.
20) 近藤精造・古田俊夫・町田瑞男・米沢正弘 (1972)：土橋火山灰層および寸沢嵐火山灰層について．千葉大教養部研報，B-5，19–23.
21) Kuno, Hisashi (1950) : Geology of Hakone volcano and adjacent areas, Part I. *J. Fac., Sci., Univ. Tokyo*, Sec. 2, 7, 257–279.
22) 久野　久(1952)：7万5千分の1熱海図幅および地質説明書．地質調査所.
23) 倉沢　一 (1959)：伊豆・天城火山群の岩石学的および化学的性質．地球科学，**44**，1–18.
24) 町田　洋 (1968)：富士，愛鷹，箱根火山および大磯丘陵の第四紀火山灰．地質見学案内書，日本地質学会.
25) ――・森山昭雄 (1968)：大磯丘陵の Tephrochronology とそれにもとづく富士および箱根火山の活動史．地理評，**41**，241–257.

26) ——・鈴木正男 (1971)：火山灰の絶対年代と第四紀後期の編年——フィッション・トラック法による試み——. 科学, **41**, 263-270.
27) ——(1971 a)：南関東のテフロクロノロジー（I）—下末吉期以降のテフラの起源および層序と年代について—. 第四紀研究, **10**, 1-20.
28) ——(1971 b)：火山灰から見た箱根火山の一生—テフロクロノロジー—. 箱根火山, 日本火山学会, 77-102.
29) ——(1973)：南関東における第四紀中・後期の編年と海成地形面の変動. 地学雑, **82**, 53-76.
30) MACHIDA, Hiroshi (1974) : Pleistocene sea-level changes analyzed by tephrochronology of South Kanto, Central Japan. *Royal Soc. N. Z., Bull.* 13 (in press).
31) 増田富士雄・平 一弘 (1974)：貝化石の酸素同位体比による房総半島中部更新統の古水温. 地質雑, **80**, 97-106.
32) MESOLELLA, K. J., MATTHEWS, R. K. and THURBER, D. L. (1969) : The astronomical theory of climatic change, Barbados data. *J. Geol.*, **77**, 250-274.
33) 皆川紘一・町田瑞男 (1971)：南関東の多摩ローム層層序. 地球科学, **25**, 164-176.
34) 三梨 昂 (1973)：南関東・新潟地区における中新世から洪積世にいたる堆積盆地の変遷. 地球科学, **27**, 48-65.
35) 中村一明・荒牧重雄・村井勇 (1963)：火山の噴火と堆積物の性質. 第四紀研究, **3**, 13-30.
36) 成瀬 洋 (1960)：相模積成盆地の変遷—南関東上部新生界の地史学的研究(2)—. 第四紀研究, **1**, 243-255.
37) 大塚弥之助 (1931)：大磯層その他について. 地質雑, **38**, 174-187.
38) 小沢 清・大木靖衛 (1972)：大磯丘陵南西部の地質. 神奈川県温泉研報, **3**, 73-82.
39) 沢村孝之助 (1955)：7万5千分の1沼津図幅および地質説明書. 地質調査所.
40) STEARNS, C. E. and THURBER, D. L. (1967) : The $^{230}$Th/$^{234}$U dates of late Pleistocene marine fossils from the Mediterranean and Moroccan littorals. *Progr. Oceanogr.*, **4**, 293-305.
41) STEINEN, R. P., HARRISON, R. S. and MATTHEWS, R. K. (1973) : Eustatic low stand of sea level between 125,000 and 105,000 BP.: Evidence from the subsurface of Barbados, West Indies. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, **84**, 63-70.
42) 鶴見英策・大村 纂 (1966)：多摩丘陵東部の地形およびローム層に関する若干の知見. 第四紀研究, **5**, 59-64.
43) TSUYA, Hiromichi (1931) : Petrographic notes on the sedimentary rocks of southwest Sagami province (Part II). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **9**, 353-373.
44) VEEH, H. H. and CHAPPELL, J. M. A. (1970) : Astronomical theory of climatic changes : from New Guinea. *Science*, **167**, 862-865.

(1974年8月3日受理)

地学雑誌 83, 5 (1974)

# 岩石風化についての観察と実験
## —とくに史跡の保存に関連して—

岩 塚 守 公* ・福 田 正 巳**

## Some Observations about Rock Weathering at Fugoppe Cave Wall, Hokkaido

Shukoh IWATSUKA* and Masami FUKUDA**

**Abstract**

On the wall of interior cave Fugoppe, many carvings consisting of reliefs were inscripted. Recently intensive crumbling of the cave wall were observed. In order to preserve the wall carvings, the investigations on basal rock of cave were carried out.

The entire cave consists of Tertiary tuff and tuff breccia. Weathering of the exposed rock potion is severe and crumbling in the form of sand granules has occurred. There are a number of joints in the bed rock and at some parts blocks of rock have fallen out along the lines of joints.

For the purpose of obtaining a concept of the state of weathering and crumbling of the cave walls, on-the-spot investigations and experimental works consisting of microscopic examinations of rocks, measurements of void rations and monoaxial compressive strengths, measurements of elastic wave velocities (Vp) by Ultrasonic methods, freezing and thawing tests, vibration experiments and measuring of crumbling of outcrops were carried out in the present study.

As a result, the peculiar weathered condition of the bed rock, especially the increase and enlargement of voids accompanying weathering process was pointed out. However, when the cave has been closed off for a long period, the cave walls were preserved with relatively little weathering, and attention should be paid to this feature.

### I はじめに

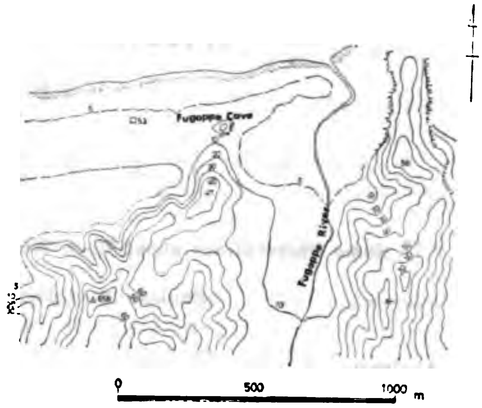
野外の基礎岩体に刻み込まれた石像や彫刻壁面は日本各地にある。近年これらの文化財に保存策をほどこす計画が具体化し，実施にうつされた事例もある。この報告では，とくに北海道余市町郊外のフゴッペ洞窟内の壁面彫刻の保存に関する調査のうち，岩石の風化（その過程と機構）についての若干の考察を扱う。岩石風化やその結果生ずる崩壊現象は，地形学の分野では外的営力と岩質の差に注目して，それらが斜面形や谷地形などに反映される過程を中心課題として来た。対象とする風化現象も地質学的時間スケールで考えており，現在の基盤岩石の崩落や破壊の機構と過程の研究とは，かならずしも一致したアプローチをとっていない。しかし，数年～数10年の時間尺度で生ずる山地崩壊や小規模な岩体の崩壊が長期間にわたって断続する結果，斜面形など地形成に反映される[1]。したがって，石像などの崩落破壊現象は，地形形成とは直接的な関連を持たぬにせよ，この現象についての地形研究の立場からするアプローチは，基盤岩石の風化状態の把握についい

* 東京大学理学部地理学教室 昭和47年12月死去 Department of Geography, University of Tokyo.
** 北海道大学低温科学研究所 The Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University.

て，土木工学的見地とは異なつた視点と研究方法とを提供するであろう。とくに将来にわたる崩壊防止保存について，ある程度の有効性を持つであろう。この報告は，その一つの事例である。調査は昭和43年—45年にわたつて，余市町教育委員会からの委託によつて行なわれた。また，保存工事事業は昭和47年に完了した[2]。

## II　洞窟および周辺地形について

余市町東北部地域では，なだらかな丘陵部がフゴッペ海岸付近で海にせまり，一部フゴッペ岬となつて海蝕崖をつくる。洞窟のある部分は，この丘陵が浅い谷で開析されて岬状にのびる末端部にあたつている(第1図)。山地部に入るフゴッペ河やモチャ沢，チシブタシナイ沢を中心として，1次支流河川が丘陵全体にわたり発達している。しかし開析谷は深く谷を切りこむことがない。そのため，谷壁は不明瞭で，なだらかな丘陵表面はゆるやかに波状にローリングしている。これは北海道各地の，とくに第三紀層地域に見られる地形に共通な特徴であつて，いわゆる周氷河性地形を呈している[3]。形成年代の指標となる火山灰等が発見されず，編年上の対比はなされていない。しかし，すでに浅く広い谷状の地形があつて，新規の谷がわずかにその中に発達すること，および北海道各地にさまざまな化石周氷河現象[4]が観察されていることなどから，かつての寒冷な気候環境下での地形形成を示唆するものと思われる。また，フゴッペ川では，中流域まで低地が入りこみ，河川の流路沿いに段丘は発達せず埋積谷状をなしている。海岸地域にも海成段丘は見られない。海岸線に平行して5m 比高の高まりが東西に走るが，これは砂丘で，2列の海岸砂丘が認められる。各河川の河口部が，この砂丘列によつて閉そくされたために，砂丘の内側には比較的広い低地が広がる。以上の地形からも，寒冷な環境下にあつて地形形成のなされたことが示唆される。なお，海岸線に沿つた砂丘状の高まりは，洞窟の堆積物と入口を閉そくする堆積条件に関連し，後にのべるボーリング調査の結果にある程度の説明を与える。




第1図　フゴッペ洞窟周辺の地形図

洞窟の開口部は東向きで，内部は高さ7m，幅6m，奥行き7mである。写真1はその前面を示す。ここで問題となる壁面彫刻は，洞窟の一番奥の壁面にほりこまれている。彫刻は磨研による陰刻であり，きざみ込みの深さは最深部で1.5cm 前後



写真1　洞窟前面(手前は保存工事後完成した覆屋)



写真2　彫刻壁面（人像）

である。写真２はそのうちの人像である。堆積物によつて被われていた入口が1953年に発見されてから，この陰刻のきざみ込み部分が次第に不明瞭となるのが観察された。ブロック状に崩落することはなかつたが，細粒物質が壁面から徐々に剝落することがわかつた。そこで彫刻面からの剝落防止のため，具体的な施工が必要となり，剝落の原因と，剝落の機構を知り保存策をたてる目的で，基礎的な調査を行なつた。

### III 壁面崩落と調査の概要

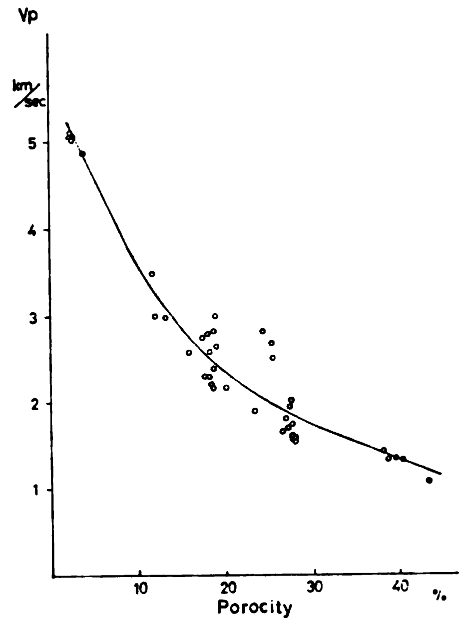
洞窟全体を構成する基盤岩石は，新第三系上部，鮮新世に属する凝灰岩・凝灰質砂岩・角礫凝灰岩である[5]。洞窟内では凝灰質砂岩が卓越しているが，軽石質の円礫混り砂岩を伴う。岩層はほぼ１m の厚さごとに異なる。洞窟内部には東西方向の２本の節理が入つている。この節理沿いに風化が著しく進んでいる。年間を通じた外壁表面の剝離状態を観察したところ，冬の間に細粒の崩落物質が厚く洞窟基部に堆積することが確認された。しかし調査を行なつた３年間，ブロック状の崩落は認められなかつた。

こうした剝落による基盤表面の磨耗が，彫刻壁面に与える影響を知るため，各種の条件を規定した実験を行なつた。剝落をひき起すもつとも有力な外力をさがしだし，何らかの方法でこの外力の作用を防止することが，保存策であると考えるからである。実際に行なつた実験は，凍結—融解の繰り返し，乾燥—湿潤の繰り返し，振動試験，一軸圧縮強度測定などである。これらの実験が，具体的にどういう外力条件にあたるかについて，さらに検討を加える。

### IV 岩石の風化状態とその特徴

露頭の観察では，基盤岩石の凝灰岩はかなり風化が進んでいて脆い。とくに粘土化した軽石の円礫を含む地層で著しく風化が進んでいる。こうした風化状態を定量的に把握する試みとして，空隙率・一軸圧縮強度・超音波伝播速度の測定，薄片による検鏡などを行なつた。

第２図は北海道各地の岩石を用いて測定した空隙率と超音波伝播速度の関係を示している。周波




第２図　岩石の空隙率と弾性波速度との関係
黒丸がフゴッペ洞窟試料

数400KHZ でパルス法をもちいて測定した*。岩石の力学的性質を間接的に知る手法として弾性波速度は有効である。すでに南雲[6)7)]が指摘しているように，弾性波速度は岩石を構成する物質の密度やヤング率などの弾性係数によつて決まる。ところで密度や弾性係数はさらに，岩石の骨格組織，空隙，含水などの内部構造に依存する因子によつて支配される。とくにこれらのなかで空隙率と弾性波速度に明瞭な関係がなりたつ[8)]。第２図では，$N=b\cdot e^{-a\cdot Vp}$ として表わされる両者の相関関係がえられた。ただしNは空隙率，Vp は超音波速度，a, b は定数である。これは空隙の増加に伴う速度の低下を示している。図中黒丸が洞窟を構成する凝灰岩である。きわめて高い空隙率が測定され，これは薄片による検鏡結果とも一致している。この空隙の拡大と増加は，風化過程において膠着物質(セメント物質)が溶脱した結果と，凝灰岩の本来の性質とに由来する。後者は，火山起源噴出物が流下後再堆積する際の，揮発ガスや

* 物理探鉱技術協会(1962)「岩石試料の速度測定要項」に従つて測定した。誤差は２%以内であつた。

水蒸気の放出による。しかし，風化のほとんど進んでいない凝灰岩の空隙率は10%以内にすぎず，一次空隙率もこれ以上大きくない。洞窟の凝灰岩の場合，高い空隙率は主として，風化の著しく進行した結果を反映するといえる。一軸圧縮強度*は，乾燥時で100kg/cm² 以下，飽和含水時では50 kg/cm² 以下である。

岩石内部の構造や空隙の様子を観察するため，バルサムで固化させて薄片をつくり，偏光顕微鏡下の観察を行なった(写真3)。一次造岩鉱物としては斜長石が多く，有色鉱物としては輝石がみられる。また，鉱物粒子間には不規則な形状で連結しあう空隙部分(写真で黒くみえる部分)があり，間隙は 0.5mm にも達する。写真から空隙部の面積を算出すると，40～50%を占めており，前述の空隙率とほぼ一致している。検鏡によっても，風化の進行→膠質物質の溶脱と一次鉱物の粘土化→空隙の増加・拡大→力学的強度の低下という過程が推定される。

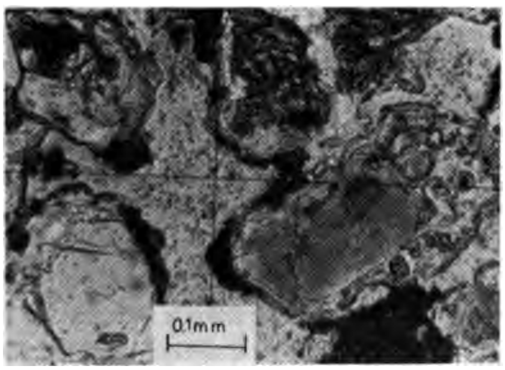


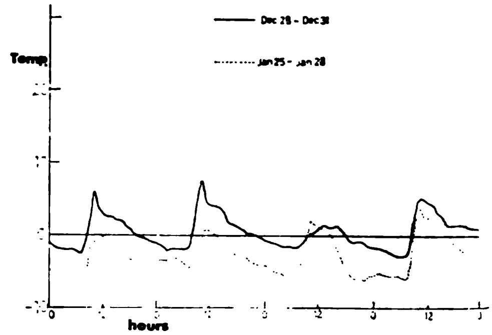

写真3 岩石薄片の顕微鏡写真

## V 外的な条件変化について

基盤岩石の表面剥離に関連する外的条件変化としては，温度変化(凍結—融解の繰り返し)，水分変化(乾燥—湿潤の繰り返し)，振動や衝撃による力(付近を通る列車の振動)，地衣や苔の付着などが考えられる。ただ地衣や苔は，洞窟の内壁面には付着していないので影響は無視できるであろう。

温度変化については，洞窟の外側露出部（高さ4 m）に温度測定用素子を埋め込んで年間を通じた測定と記録を行なった。その結果，第3図に示されるように，冬の間かなりの頻度で凍結—融解の繰り返しが記録された。これは frost action (とくに frost shattering)として，直接に岩石の破壊をひき起す要因の可能性を示唆している[9]。

風化岩石では吸水膨潤で破壊の生ずることがある[10]。しかし，今回の実験では，吸水過程での破壊は生じなかった。また極度の乾燥下では，構成粒子面に介在する水までが除去され，粒子間の水




第3図 洞窟外側露岩表面温度の測定例

が形成していたメニスカスは消滅する。その結果，粒子間結合力が急減する。この過程は，岩石の内部摩擦係数の急変（乾燥時の）によって確認されている[11]。つまり乾燥時には，表面から粒子が剥離する可能性がある。たとえば乾燥時に振動等が加えられた場合には剥離が促進されるであろう。実際には，洞窟付近を通過する列車によって，かなりの振動が生じている。その影響については田治米らがすでに報告している[12]。それによれば，列車通過によって生ずる洞窟内の振動は，周期30CPS で加速度10ガル程度である。これは地震の場合，震度Ⅲに相当する。つまり，乾燥が著しい場合，この程度の振動で剥離がひき起される可能性も考えられる。以上の外的条件と剥離の程度との関係を知るため，次に室内実験によって破壊試験を行なった。

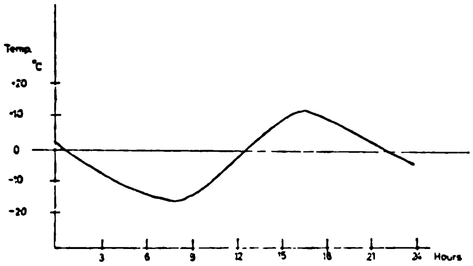
## VI 各種条件下での破壊試験

### 1. 凍結—融解の繰り返し試験

冬季間の表面温度測定では，かなりの頻度で凍

* 5×5×cm の立方体に整形して行った。

結一融解が繰り返されていることがわかつた*(第3図)。そこで第4図に示されるような温度幅と周期の温度制抑可能な低温室内に岩石試料を置いて破壊試験を行なつた。岩石は水で十分飽和させておいた。また比較のために，宗谷地域の第三紀泥岩と玄武岩とが，同一条件におかれた。数個の試料内には熱電対が埋め込んであり，岩石内の温度変化が測定された。またモータードライブカメラとタイマーにより1時間毎に表面変化を撮影した。その結果を写真4に示す。いずれも30サイクルを経たのちの状態である。2～3サイクルを経




第4図 凍結一融解の繰り返し試験時の温度変化



写真4-a フゴッペ洞窟試料（凍結一融解30サイクル）



写真4-b 北海道宗谷第三紀泥岩（凍結一融解30サイクル

ると，泥岩は明瞭な割れ目を生じ，11サイクル後には試料は数片のブロックに分解した。さらにサイクル数の増加とともに細片化(破砕)が進んで，原形をとどめぬまで破壊された。これに対し，フゴッペ洞窟の試料はブロック状の破壊は生じなかつた。しかし，他の比較試料には見られない，次のような表面変化が生じた。すなわち，立方体の角や，あらかじめヤスリで刻み込んでおいた溝の上縁の角が剝離し，全体に角ばつた部分が円味を帯びるようになつた。

## 2. 振動試験

凝灰岩の破壊様式は，一般には表面から2～3 mm の部分が殻状になつて母岩から剝離し，非常に不安定になつている。またすぐ近くを通過する列車の振動が壁面の剝離に与える影響も検討する必要がある。そこで，岩石の含水条件が異なるとき，どのような振動が加えられれば，どの程度の表面剝離が生ずるかという点を明らかにすることを目的とした，振動台による試験を試みた。試料の形状・大きさは，直径5 cm 高さ5 cm 円柱形である。24時間室温風乾による乾燥試料と48時間水に浸した水分飽和試料とをもちいた。なお，同一条件の振動継続時間はそれぞれ30分間である。結果を第1表に示す。定性的な実験であるが，傾向として周期が大きく加速度も大きい振動時には，乾燥試料の表面からの剝離が生ずる。つまり，岩石が水分を多量に含む場合には，たとえば列車通過時の振動で，表面剝離が起りにくいともいえよう。

## 3. 露岩斜面の崩壊と堆積物

洞窟出口上方の露岩斜面では，凍結一融解の繰り返しによる frost action と乾湿の交代などの作用によつて，年々かなり多量の物質が崩落する

* 東京大学工学部の野村豪助教授の測定結果による。

第1表　加速度振動試験結果

| 周期 (cps) | 加速度 (ガル) | 変化の状況 | |
|---|---|---|---|
| | | 乾燥 | 飽和 |
| 30 | 20 | 変化なし | 変化なし |
| 30 | 40 | 細粒物の微少量剥離 | 変化なし |
| 30 | 60 | 変化なし | 変化なし |
| 30 | 80 | やや明瞭な粒子剥離 | 変化なし |
| 30 | 100 | 顕著な剥離 | 変化なし |
| 20 | 100 | わずかな剥離 | 変化なし |
| 5 | 100 | 変化なし | 変化なし |
| 2.5 | 100 | 変化なし | 変化なし |

ことが経験的に知られていた。写真5は，3月下旬の崩落堆積物の状態を示している。そこで，この崩落を量的に知り，斜面の後退速度を明らかにすることを目的として，洞窟前面の小屋の屋根の上に幅100cm，深さ50cmの木樋を設置し，約1年半の間にそこに貯つた崩壊物質の量から斜面の後退速度を推定した。また，露岩表面上にクギを打ちこみ，打ち込み長さの変化からも表面剥離を測定した。この結果，洞窟出口上方の露岩斜面は，1年に約5cmずつ後退することが明らかになつた。

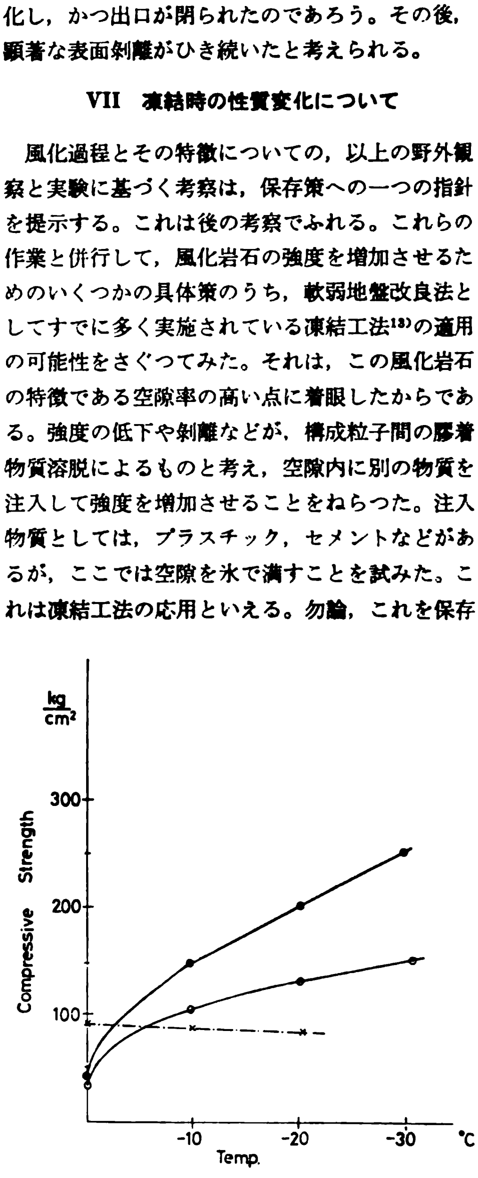
洞窟の入口を被う堆積物について，その性質を知るために，2カ所においてハンドオーガーによるボーリングを実施した。1.5m深までは崩落ブロックを主とする堆積物である。外側になるにつれ，この崩落物による堆積物はうすくなる。さらに深くなると，すべて砂層となる。とくに砂層上部50cm厚さでは，粒径も小さく，sortingの良いことからみて，風成砂層と考えられる。下部はやや粗粒は砂層からなり，層相からみて海成砂層と考えられる。従つて，かつての海蝕による洞窟が，海岸汀線の後退，海岸砂丘の発達によつて陸化し，かつ出口が閉られたのであろう。その後，顕著な表面剥離がひき続いたと考えられる。



写真5　洞窟露岩上の剥落状態

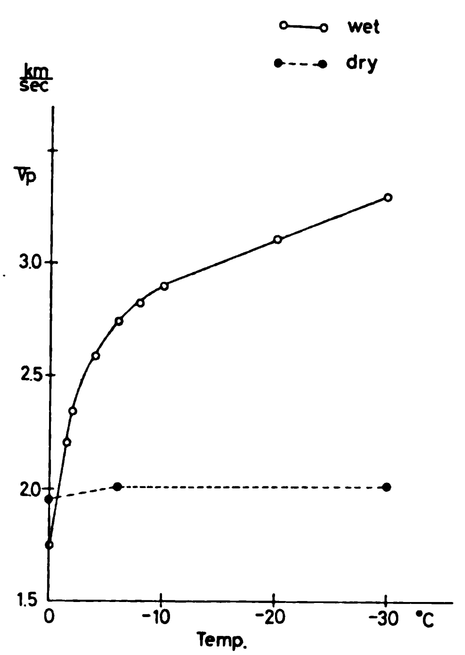
## VII　凍結時の性質変化について

風化過程とその特徴についての，以上の野外観察と実験に基づく考察は，保存策への一つの指針を提示する。これは後の考察でふれる。これらの作業と併行して，風化岩石の強度を増加させるためのいくつかの具体策のうち，軟弱地盤改良法としてすでに多く実施されている凍結工法[13]の適用の可能性をさぐつてみた。それは，この風化岩石の特徴である空隙率の高い点に着眼したからである。強度の低下や剥離などが，構成粒子間の膠着物質溶脱によるものと考え，空隙内に別の物質を注入して強度を増加させることをねらつた。注入物質としては，プラスチック，セメントなどがあるが，ここでは空隙を氷で満すことを試みた。これは凍結工法の応用といえる。勿論，これを保存




第5図　凍結時の一軸圧縮強度変化
×：乾燥試料（110°C 24h 乾燥）
○：飽和試料（室温浸水24h）
●：完全飽和試料（室温浸水脱気24h）

策として直接に実施させるのが目的ではなく，風化状態の把握つまり空隙の増加・拡大で生ずる強度低下を知ることが主な目的である。一軸圧縮強度の温度依存については，すでに田沼らが実験の報告を行った[14]。その結果とさらに若干の実験をつけ加えて，第5図のような強度変化が得られた。空隙を占める氷の量が多い程強度が増加する。同一の水分条件では，温度の低下に従い強度は増加する。氷が存在しない場合(乾燥時)，強度の変化はごくわずかにすぎない。以上の結果から，凍結時の岩石強度の変化は，明らかに空隙内の氷の量と性質（氷の強度の温度特性）に依存する。次に凍結時の弾性波速度（Vp）を超音波パルス法によつて測定した(第6図)。すでにTIMUR[15]




第6図 凍結時の弾性波速度変化

が報告しているが，凍結した岩石のVpは，空隙の流体→固体変化による構成骨格形成* によつて増加する。つまり，岩石内の氷粒子は，鉱物粒子と同じように弾性波の伝播にあずかる。これをTIMURは多結晶モデルと考え時間平均公式** の適用を行った。未凍結時には，水は弾性波伝播速度にとくに影響を与えない。これは，温度の低下→空隙内氷の量増加→空隙率と流体量（水分）の減少→弾性粒子の連結形成→Vpの増加という変化を意味する。この変化傾向と前述の一軸圧縮強度の変化とはよく一致している。以上の2つの実験結果は，洞窟基盤岩の風化状態の特異性（高い空隙率）をよく反映しているといえよう。

## VIII 考察とまとめ

はじめに述べたように，本研究の主目的は洞窟内の壁面彫刻表面剝離の保存工事のために行った基礎調査であった。そこで，具体的施行をほどこす前に，表面剝離の機構と条件（風化岩石の性質と外的営力との関係）について実験・観察結果より若干の考察を試みる。

まず第一に，いかなる外的条件が剝離の主因となるかを知る前に，風化岩石自体の性質をおさえてみる。凝灰岩質砂岩の特質として，空隙率の高いことが挙げられる。今回の事例でも，風化の進行程度が著しいことを反映して，極めて高い空隙率を示している。これは鉱物粒子間にあった膠着物質の溶脱による。凝灰質砂岩は，火山噴出物の流下と再溶結を経ており，一次造岩鉱物間には非結晶質ガラスや細粒物質（二次再堆積物）が多く含まれている。また，揮発ガスの放出によつて，すでにある程度の空隙が形成されている。その数や体積比は，他の堆積岩に比べて大きい。従つて，水の浸透する量も多く粒子との接触面積も広い。その結果，膠着物質はかなりの速度で溶脱される。それは空隙の増加・拡大をひき起し，さまざまな含水条件で破壊されやすくなる。たとえば，空隙内の水の凍結による破壊 (frost-shatteringg) が生ずることで，岩石は破砕される。洞窟のおかれた条件，とくに外側露岩ではこの frost-shattering は，破壊作用のうちで重要なものの1つであろう。つまり外気温が0°C 以下になる場合には空隙内の水の凍結が多くの空隙中で生じ，高い空隙率を反映して強度が低下している岩石にかなり有効な破壊作用が働く。その反面未凍結時には，空隙の水は粒子間でメニスカスを形成して粒子間結合力を増加させる。極端な乾燥条件下で

* 弾性体が相互に連結しあう状態。
** 詳しくは南雲の解説を参照されたい。文献16)

は，加えられる振動などで表面剝離が生じやすい。なぜなら，表面部分がもっとも空隙率の高いことによる。含水条件（ある程度水を含む）でしかも一定温度（常温であれ0°C 以上であれ）に保たれている場合には，この剝離はある程度おさえられる。

ところで，洞窟内彫刻が長期間よく保存された原因は，洞窟口が堆積物で閉られ外界の変化が直接およばなかつたことにあろう。さらに，岩体節理に沿つて流れ込む水が，洞窟内にある程度の湿気を与え，年間を通じて内部温度変動を小さくしていた。つまりこの岩石の風化状態の特徴（高い空隙率）からみて，一定の湿度と温度が，表面剝離の量を少なくおさえて来たといえる。現在の環境下でも露岩（外側壁面）では，顕著な表面剝離が継続している。とくに凍結―融解の繰り返す期間に多く剝落している。低温室内での実験でも飽和含水条件での剝離が確認された。一方，凍結した状態に保つと，かなりの強度の増加がみられた。これは空隙中の氷が，溶脱した膠着物質の働きを代行したことによる。乾燥時には低温下での強度増加は生じない。

以上の実験事例，観察と考察をまとめる。フゴッペ洞窟では，基盤岩石の凝灰岩が屑化した結果，特徴のある性質，すなわち空隙の増加・拡大の著しいことがわかつた。また表面剝離によつて破壊が生ずる主な外的要因としては，凍結―融解の繰り返し，乾燥時に加えられる振動，付着植物などがあげられる。洞窟口が閉じられていた状態では，洞窟内の壁面からの剝離が少なかつたことを留意するなら，温度や湿度の変動の大きいことが剝離を促す原因であろう。とくに空隙内の水の量を一定に保ち，かつ凍結―融解の繰り返しを防ぐことが具体的保存策として重要となろう。また何らかの保存策をほどこした後も，さらに観察や実験を継続し，有効な保存法を検証することが望まれる。岩石の風化がどのような条件下でどのように進むかという問題は，地形学の重要なテーマであるが，同時にこうした文化財の保存にもかかわる問題でもある。不十分ながら今回の事例をその1つのケーススタディとしてあえて報告した。

おわりに，本調査の機会を与えられ，且つ結果の発表を許可された余市町教育委員会，北海道教育庁，文化庁等の方々に深く感謝いたします。また日頃御教示御指導いただきました佐藤 久教授，吉川虎雄教授をはじめとする東京大学地理学教室の皆様にもあわせて感謝いたします。

—付記—

著者の一人，岩塚は昭和47年12月に急逝した。本稿は福田が余市町に提出した報告をもとにし，新たに行なつた実験結果をつけ加えてまとめた。故人の意向を十分には反映しきれなかつたのではないかと恐れつつも，遺稿として共著論文とした。不備な点は，ひとえに福田の責任である。

## 引用文献

1) YATSU Eiju (1966) : Rock Control in Gemorphology. 135 pp. Sozosya. Tokyo.
2) 余市町 (1973)：史跡フゴッペ洞窟保存工事報告. 50 pp. 余市町.
3) 鈴木秀夫 (1960)：北海道北部の周氷河地形. 地理評. 33, 625–628.
4) 小疇 尚・野上道男・岩田修二 (1974)：ひがし北海道の化石周氷河現象とその古気候学的意義. 第四紀, 12, 177–191.
5) 杉本 良他 (1957)：地質図幅説明書. 小樽東部, 北海道立地下資源調査所.
6) 南雲昭三郎 (1957)：砕屑岩を伝わる弾性波速度に関する研究. 地質調査所月報, 8, 505–593.
7) 南雲昭三郎 (1961)：静的動的ヤング率の差について1考察. 物理探鉱, 14, 138–141.
8) 大久保彪・寺崎 晃 (1971)：岩石の物理的性質と弾性波速度. 土と基礎, 19, 31–37.
9) 福田正巳 (1970)：凍結—融解による岩石の風化について. 地理評, 43, 408.
10) 村井延雄・東 三郎・藤原滉一郎 (1965)：向寒別川流域の森林経営と保全に関する基礎的研究. 北大, 演習林業務資料, 11.
11) 福田正巳 (1972)：岩石内の水の凍結—融解について(II), 低温科学, 物理篇, 30, 183–189.
12) 田治米鏡二・五十嵐 享・眼谷 努・殿内啓司・長能正武 (1970)：余市フゴッペ洞窟の振動測定, 北大, 地理物理学研究報告, 24, 189–196.
13) ゲ・デ・チュウプルウノフ (1968)：地盤改良法（荻原・森訳）, 165 pp. 産業図書.
14) 田沼邦雄・福田正巳 (1971)：寒冷な条件

下で示す風化岩石の諸性質について，地学雑誌，80，302-310.
15) A. TIMUR (1968) : Velocity of Compressional Waves in Porous Media at Permafrost Temperatures. *Geophysics*, 33, 584-595.
16) 宮村摂三編 (1968) : 地震・火山・岩石物性．第4編，岩石物性，351 pp. 共立出版．

(1974年6月25日受理)

## 書評と紹介

**Michael F. THOMAS: Tropical Geomorphology-A Study of Weathering and Landform Development in Warm Climates.** 1974, 332 p., 26 plates, 18 tables, 45 figs., Macmillan, London and Basingstoke.

ヨーロッパの地理学では，熱帯地域の地形研究に100年近い歴史があり，熱帯の楯状地にみられる広大な平原や島状丘，ペディメントなどの地形の成因については，果てしない論争がくり返されてきた。しかし，研究の歴史の長さに比べて，熱帯の地形を包括的に扱った成書は意外に少ない。古くは SAPPER, K.: Geomorphologie der feuchten Tropen, 1935, Teubner, Leipzig, 150 p., 最近では TRICART, J.: Le modelé des régions chaudes, forêts et savanes, 1965, SEDS, Paris, 322 p. がある程度である。TRICART の本は1972年に英訳版 (Longman, London) が出版されているが，英文でオリジナルが書かれたのは本書がはじめてである。

著者は現在，英国のセント・アンドリューズ大学の講師である。1960～64年には，ナイジェリアに滞在し，イバダン大学で教鞭を取るかたわら，フィールド・ワークを行ない，島状丘の成因や深層風化のパターンと地形の関係などについていくつかの論文を書いている。その後も再度，西アフリカを訪れ，また東アフリカ，西マレーシア，パプア・ニューギニア，オーストラリアと，熱帯の各地で調査を重ねている。本書は，こうした彼自身の調査研究を土台に，400以上の多数の文献を駆使してまとめられたものである。

内容は，序論，第1部「熱帯における地形形成作用」，第2部「熱帯地形景観の性格と発達」の3つに大きく分けられている。第1部では，1. 風化作用とその生成物，2. ラテライト，3. 深層風化断面とパターン，4. 熱帯における削剥，5. 熱帯における堆積，と第2部で述べられる熱帯に特徴的な地形とその発達について理解するために必要な基本的な現象が解説されている。第2部は，6. 熱帯地形景観の性格，7. ドーム型島状丘と岩塊島状丘（ボルンハルトとトーア），8. 山腹斜面とペディメント，9. 熱帯平坦化作用，10. 熱帯の地形発達における気候のコントロール，11. 熱帯外地域における風化と平坦化作用，12. 熱帯における地形研究のいくつかの課題，の7章からなる。

この章立てからうかがわれるように，本書の目的は，熱帯地域の地形の発達に対する風化と削剝の役割を体系的に探求するところにおかれている。同時に，熱帯における地形研究の成果を温帯や高緯度地域の地形研究に適用する方途を探ろうとしている。しかし，著者は気候地形学の体系の確立には固執しない。むしろ，現在の気候データにベースをおくような気候地形形成系域の設定には批判的である。熱帯という特定の幅の生物・気候条件下で発達してきた個々の地形の特徴と地形景観の全体像の把握に全力を投入しているところに，本書の大きな特徴が認められる。なお，本書では海岸の作用は扱われていなく，熱帯にその生成の核心地のあるさんご礁の地形は除外されている。

各章の内容を簡単に紹介しよう。

1. 風化作用とその生成物では，まず，岩石の化学的風化の一般論，風化と気候，生物，地下水の関係が概説される。ついで，熱帯楯状地をつくる古期結晶質岩石の風化特性に焦点を合わせて，高温多湿な環境下での強力な化学的風化と溶脱作用により，酸化第二鉄，アルミニウムを伴うカオリナイトに富む粘土やギブサイトが生成されることが紹介される。風化層の年代や風化の速さについても触れられている。

2. ラテライトでは，その構造，形態，断面の特徴，その生成にかかわる気候，地形条件が述べられ，ラテライト中の鉄の集積のメカニズムが論じられている。関連する堆積物であるボーキサイト，シリクレートの生成環境や分布についても述べられている。後半では，硬化したラテライト皮殻とメサや急崖などの目立つた地形との関係が検討されている。

3. 深層風化断面とパターンでは，風化の基底面（風化前線）の深さと形態が熱帯地形の理解に

重要なことが強調され，主として著者自身のナイジェリアでの研究に基づいて，深層風化断面の地形発達における意義が論じられている。そして，深層風化断面の分布が古期地形面だけに限らないこと，数少ない最大風化深のデータから，気候と風化の深さの関係を一般化するのは危険であること，などが指摘されている。

4. 熱帯環境における削剝は，化学的削剝，機械的削剝，マスムーブメント，スロープ・ウオッシュ，河川浸食の熱帯地形の形成における役割を個別に調べている。しかし，こうした地形営力の働きを評価するためには，まだデータが不足していることが指摘され，河川による溶解物質の運搬と浸食の効果，熱帯雨林の地表面保護機能など，意見の分かれている問題については，対立する見解がそのままの形で紹介されている。

5. 熱帯環境における堆積では，削剝と堆積のサイクリックな関係を追究する基礎として，広域に適用される「安定性と不安定性の概念」(ERHART, 1955)，小地域の短期間の出来事に適用される「'K'-サイクルの概念」(BULTER, 1959) が導入されている。また熱帯の斜面や平坦面に局部的に移動した堆積物の広く分布していることを述べ，堆積物の分析が地形研究に重要なことを指摘している。熱帯によくみられるストーン・ラインについては，その成因に関する諸説が紹介されている。

6. 熱帯地形景観の性格は，第2部への導入部である。起伏，水系，谷と斜面の形態，残丘などの個々の地形要素の特徴を示した後，熱帯地形景観のタイプを提示する。ここでは，風化断面の剝離のパターンと，地形現象の空間的階層性を重視する立場から，著者自身による熱帯地形システムの分類と区分のスキームが提唱されている。

7. ドーム型島状丘と岩塊島状丘（ボルンハルトとトーア）は，古くから議論の多かつた地形を扱った章であり，本書の中ではもつとも長いページ数が割かれている。研究史も随所で触れられ，これらの地形の分布，形態，成因，岩質やジョイントとの関係などが詳しく述べられている。島状丘の成因については，深層風化断面からの掘り出し説が多くの人に支持されている。著者もいくつかの証拠をあげてこの説を支持し，L. C. KING の斜面後退とペディプラネーションによる島状丘成因説に反論している。

8. 山腹斜面とペディメントも，多くの研究者の関心を集めた地形であり，多数の文献を引用しながら論述されている。ドランケンスバーグなどの巨大急崖，山麓凹地，斜面後退などが山腹斜面に関連して取り上げられているおもなテーマである。また，ナイジェリアのジョス台地の急崖を例に，花崗岩急崖帯の分帯を試み，各分帯の地形的特徴とそこに働いている主要な営力との関係を示している。一方，ペディメントについては，グラシも含めて，MCGEE (1897) 以来，世界の諸地域で与えられた定義，その形態，性質，成因に関する議論が詳しく紹介されている。また，湿潤熱帯における山麓斜面にも言及し，その形態的特徴を乾燥地域のそれと比較している。

9. 熱帯平坦化作用では，熱帯平原の形成についての重要な仮説である WAYLAND (1934) の「エッチプレーンの考え」，BÜDEL (1957) の「二重面平坦化作用 (doppelten Einebnungsflächen) の考え」を紹介し，風化地形面と剝離地形面（エッチプレーン）の関係，エッチプラネーションとペディプラネーションの差異が論じられる。著者は，熱帯平原がペディプラネーションで形成されたとする KING の見方には反対している。また，TRENDALL (1962) のラテライト化地形面の発達に関する仮説を評論している。

10. 熱帯地形の発達における気候のコントロールでは，気候変化の地域的パターンが述べられ，アフリカ大陸を例に，第四紀における気候帯の移動に伴う削剝システムの変化が検討され，気候変化と土壌・地形発達の対応関係に基づく編年が試みられている。また，雨林中に見られるドームや，サバンナに多い硬化ラテライトの台地などは，過去の気候環境の遺物であり，こうした地形は古気候の変動の枠組みの中で解釈されるべきことが強調されている。

11. 熱帯外地域における風化と平坦化作用は，温帯や高緯度地域に散在する第三紀平坦面や深層風化断面，島状丘などの解釈に，熱帯における研究を適用することができるかどうかを検討してい

る章である。

12. 熱帯における地形研究のいくつかの課題は，あとがきに相当し，研究上の問題点と今後の指針が示されている。

本書は，Focal Problems in Geography シリーズの一冊をなす教科書であるが，全体を通じてレビュー的に書かれている。そのため，熱帯地形の総合報告としての色彩が濃厚である。記述には，重複がたいへん多いが，これは重要な議論に対する著者の主張を明確化するのに役立っている。本書の内容は，世界の地形学における熱帯地形研究の水準を示すものと思われるが，雨林地域の斜面営力など未解決の問題がまだまだ多い。しかし，本書が熱帯風化の特性や熱帯における地形発達の問題の研究に関して，われわれのよい指針となることはまちがいない。また，日本，とくに西南日本における赤色風化や花崗岩の深層風化にまつわる地形学的諸問題の解明にあたって，本書は大いに参考になろう。

なお，本書には，ミスプリントが数個所あり，文献の引用の不備なところも散見されるが，これは本書の価値をそこなうものではない。

（門村　浩）

## 会　告

昭和49年10月1日

社団法人　東京地学協会

### 伊能忠敬記念出版物の特別頒布について

かねて本協会特別事業として出版が企画されていた「東京地学協会伊能忠敬記念出版編集委員会委[illegible]保柳睦美編著　伊能忠敬の科学的業績――日本地図作製の近代化への道」は，関係者の並々ならぬご[illegible]によって，ようやくここに刊行の運びとなりました。

本協会は，この書の果すべき役割が極めて大きいことに鑑み，本書の購入を希望される会員の便に[illegible]なりと供するため，期間を限り，特別価格によって，これをお分ちすることにしました。本書の内容，[illegible]入申込み手つづき等は，別にご案内したとおりです。

本書購入希望会員は，特に下記にご注意の上，所定の手つづきをおとり下さい。

記

| | |
|---|---|
| 申込期限 | 昭和49年11月15日限り |
| 特別価格 | 7,500円（送料共）（定価8,800円） |
| 申込み | 協会事務所あて（東京都千代田区二番町 12-2　〒102） |



地学雑誌 第803号　昭和49年10月15日印刷　昭和49年10月20日発行

編集兼発行者　矢沢大二

印刷所　一ツ橋印刷株式会社　東京都品川区上大崎 3-12-15

発行所　社団法人 東京地学協会　東京都千代田区二番町12の2　郵便番号102　電話東京(261)0809番　振替口座東京66278番

## 東京地学協会取扱い出版物

### $\frac{1}{5万}$ 地質図説明書付き (除△印)

各 460円 〒 165円

上松
石狩
今治西部
伊予三崎
岩館
渡島小島
飫肥
金沢
磐田
串本
小清水
小泊
垂水
妻籠
都井岬
西方
八丈島
春立
東茂住
敏音知
幌加内
本岐
神子元島
三日市
焼尻島
湯本
吉野山

各 600円 〒 165円

赤穂
阿寒湖
秋葉山
足尾
厚田
阿仁合
網走
虻田
荒島岳

飯田
伊万里
岩内
△伊東

羽前金山
宇部
宇部東部
内の浦

襟裳岬
遠別

大江山
大垣
大迫
大畑
近江長浜
大村
大屋市場
奥津
鬼鹿
尾花沢
小浜
雄冬
渡島大島

海南
鯛ノ浦
加子母
金木
加治木
鹿屋
釜石
上里
上猿払
唐津
冠島

霧島山
北見

久住
鞍岡

甲府
小口瀬戸
国分
国領
比布森

佐用
猿留
三渓

塩尻
志布志
城端

周匝
須坂
砂川
諏訪

川内

鷹巣
田沢湖
但馬竹田
達布
田並
太良鉱山
丹後由良

近川
智頭

月形
土淵

都農

当別
勤木
苫前
富高
富山

那智
男体山

仁位
西徳富

沼田

根雨
根尾

鋸崎

羽島
初浦
羽幌
浜益

美幌
燧岳
肥前高島付野母崎
日奈久
日向青島
平戸
弘前
肥前江ノ島
肥前平島(近刊)

深浦
船津
幌泉

母衣月
三島
三田井
三厩

森吉山
門別

焼石岳

米子
呼子

陸中野田

留萌

涌谷
若柳

各 890円 〒 165円

草津
五所川原
田老
津山東部
徳舜瞥
人首
妹背牛
△横田

850円 〒165円
山形市北部地質図

各 1,390円

魚津 〒 225円
臼杵 〒 195円
川尻 〒 195円
久遠 〒 195円
五城目 〒 225円
竹貫 〒 225円
那珂湊 〒 225円
米内沢 〒 195円

1,750円 〒 225円
大樹

2,390円 〒 350円
浜松

各 〒 165円

| | | |
|---|---|---|
| 青谷・倉吉 | 1組 | 600円 |
| 赤碕・大山 | 〃 | 600円 |
| 芦辺・勝本・郷ノ浦 | 〃 | 600円 |
| 大槌・霞露岳 | 1組 | 660円 |
| 大間・佐井 | 〃 | 600円 |
| 鳥取南部・鳥取北部 | 〃 | 600円 |
| 阿田和・新宮 | 1組 | 890円 |
| 伊予高山・八幡浜 | 〃 | 890円 |
| 掛塚・見付 | 〃 | 890円 |
| 邑知潟・虻ガ島 | 〃 | 890円 |

## 東京地学協会取扱い出版物

### 地質調査所報告

| 号 | 各 〒 300円 | 定価 円 |
|---|---|---|
| 156 | 地震探鉱反射法の研究 | 300 |
| 161 | 山形市付近の天然ガス地化学調査報告 | 500 |
| 162 | 秋田県小坂鉱山の母岩の変質 | 450 |
| 164 | 火薬爆発によって生ずる雑振動および反射波の実験的研究 | 450 |
| 165 | 北海道のチタン資源 | 550 |
| 168 | 宮崎県小林市付近天然ガス調査報告書 | 450 |
| 176 | 北海道のクロウム鉱床 | 400 |
| 184 | 弾性波パルスの伝播に関する研究 | 400 |
| 185 | 上部石狩層群堆積過程における畳里堆と芦別沈降盆地 | 460 |
| 186 | 八幡油田鹹水の地球化学 | 620 |
| 188 | 地表付近の天然放射能によるガンマ線強度分布について | 400 |
| 189 | 青森県尾太鉱山の硫化鉱物中の微量成分について | 350 |
| 190 | 日本におけるウランの産状 I | 1,300 |
| 191 | 琵琶湖東方地域の二畳系の紡錘虫の研究 | 1,000 |
| 193 | 北海道庶路地域の炭田ガスについて | 470 |
| 194 | 天草下島教良木層産始新世有孔虫類 | 470 |
| 199 | 硫化鉱物の微量成分の地球化学的研究 | 420 |
| 200 | 本邦クロム鉱床の成因的研究 | 580 |
| 221 | 北海道常呂地方のスピライトと含マンガン赤鉄鉱鉱床 | 470 |
| 226 | イラン国北西部のアングラン鉱山 | 430 |
| 235 | 北西九州古第三紀砂岩中のジルコンーざくろ石ー電気石比がもつ地質学的意義 | 500 |
| 239 | 日本の主要モリブデン鉱床と関連する花崗岩質岩類 | 1,200 |
| 245 | 北西九州・唐津炭田の古第三系杵島層の岩相変化と化石群集からみた堆積環境 | 600 |
| 246 | 北西九州・相の島帯の変成岩類 | 550 |
| 248 | 西南日本内帯の"夜久野複合岩体"中の変はんれい岩とその関連岩類 | 700 |
| 249 | 地下水位の観測記録 | 700 |
| 251 | 北上山地の白亜紀花崗岩類ー岩石記載と帯状配列 | 1,700 |
| 252 | 草津ー万座地熱地域の地質学的リモートセンシング | 1,200 |
| 特別号 | (C) ゲルマニウム資源について | 330 |
| 特別号 | (5) 爆破地震動観測資料より得られた松代群発地震域の地下構造 | 1,050 |
| | Tertiary Florasof Japan (Miocene Floras) | 2,300 〒350 |
| | 日本の学者による中国本土に関する地理学的研究著書・資料・論文目録 (1935—1950) | 200 〒135 |

**地質調査所月報** 毎月発行，1カ年（昭，49年）8,500円

**地学雑誌** 隔月発行，1カ年 5,000円

**備考** ご注文はすべて前金，正会員は定価の1割引。

# 地學雜誌

# JOURNAL OF GEOGRAPHY



Vol. 83, No. 6 (804), 1974

## 目　次



## CONTENTS



**TOKYO GEOGRAPHICAL SOCIETY**
(TOKYO CHIGAKU KYOKAI)
*Founded in 1879*
Nibancho, Chiyoda-ku, Tokyo

## 東京地学協会取扱い出版物

**1/50万 地質図** 各 〒 135円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 東京 | 890円 | 金沢 | 1,280 |
| 八丈島 | 500 | 岡山 | 1,280 |
| 奄美大島 | 500 | | |

**1/20万 地質図** 各 〒 135円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 石巻 | 440 | 松山 | 620 |
| 大分 | 440 | 宮津 | 620 |
| 男鹿島 | 440 | 稚内 | 620 |
| 唐津 | 440 | 岩内 | 870 |
| 高知 | 440 | 天塩 | 870 |
| 野辺地 | 440 | 広尾 | 870 |
| 羽幌 | 440 | 尻屋崎 | 870 |
| 輪島 | 440 | 鳥取 | 1,140 |
| 青森 | 620 | 北見 | 1,140 |
| 網走 | 620 | 剣山 | 1,140 |
| 伊良湖岬 | 620 | 斜里 | 1,140 |
| 酒田 | 620 | 留萌 | 1,140 |
| 新庄 | 620 | 帯広 | 1,310 |
| 標津 | 620 | 豊橋 | 1,310 |
| 苫小牧 | 620 | | |
| 七尾富山 | 620 | | |
| 深浦 | 620 | | |

**1/7万5千 地質図** 説明書付き 各 〒 195円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 鬼首 | 620 | 徳島 | 620 |
| 塩原 | 870 | 勿来 | 620 |
| 高松 | 620 | | |

**1/80万** 各 〒 135円

| | | |
|---|---|---|
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 | I | 610 |
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 | II | 590 |
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 | III | 560 |
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 | IV | 1,490 |

| | | |
|---|---|---|
| 日本炭田図(II) | 北松炭田地質図ならびに説明書 | 2,930 〒 500 |
| 日本炭田図(V) | 釧路炭田新鱇別地域地質図ならびに説明書 | 730 〒 500 |
| 日本炭田図(XI) | 石狩炭田地質図 | 2,930 〒 230 |
| 空中磁気図(I) | 酒田-村上-弥彦-糸魚川海域 | 1,030 〒 195 |
| 空中磁気図(II) | 稚内-利尻-遠別-留萌-札幌海域 | 1,030 〒 195 |
| 地質図幅目録図(昭,49年版) | | 660 〒 80 |

各 〒 195円

| | | |
|---|---|---|
| 日本油田ガス田図(I) | 青山奥 | 820 |
| 日本油田ガス田図(II) | 横浜 | 820 |
| 日本油田ガス田図(III) | 横須賀 | 820 |
| 日本油田ガス田図(IV) | 富津・大多喜 | 820 |
| 日本油田ガス田図(VII) | 魚沼 | 3,410 |
| 日本油田ガス田図(VIII) | 本宿 | 1,510 |
| 日本油田ガス田図(IX) | 七谷 | 820 |
| 日本油田ガス田図(X) | 茂原 | 2,140 |
| 日本油田ガス田図(XI) | 佐渡 | 1,510 |
| 日本水理地質図(I) | 木曾川左岸・矢作川・豊川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(IV) | 山梨県釜無川および笛吹川流域 | 650 |
| 日本水理地質図(V) | 香東川・土器川・財田川流域 | 650 |
| 日本水理地質図(VI) | 愛媛県金生川・加茂川・中山川・重信川流域 | 650 |
| 日本水理地質図(VII) | 千葉西部 | 650 |
| 日本水理地質図(VIII) | 奈良県大和川流域 | 650 |
| 日本水理地質図(X) | 関東平野北西部 | 650 |
| 日本水理地質図(XI) | 長野県松本盆地 | 650 |
| 日本水理地質図(XII) | 兵庫県南西部 | 840 |
| 日本水理地質図(XIII) | 佐賀・福岡県筑後川中流域 | 84[illegible] |
| 日本水理地質図(XV) | 都城盆地 | 8[illegible] |
| 日本水理地質図(XVI) | 仙台湾臨海地域 | 8[illegible] |
| 日本水理地質図(XVII) | 高知県・鏡川・国分川および物部川流域 | 8[illegible] |
| 日本水理地質図(XVIII) | 福岡・大分山国川および駅館川流域 | 8[illegible] |
| 日本水理地質図(XIX) | 熊本県白川および黒川流域 | 8[illegible] |
| 日本水理地質図(XX) | 鳥取県日野川流域 | 8[illegible] |
| 日本水理地質図(XXI) | 福岡県矢部川中流域 | 8[illegible] |
| 日本水理地質図(XXII) | 山梨・長野県釜無川上流域 | 1,[illegible] |

各 〒 165円

| | | |
|---|---|---|
| 1/200万 | 日本変成相図 | [illegible] |
| 1/200万 | 日本の火山 | 1,[illegible] |
| 1/200万 | 日本地質図 | 1,0[illegible] |
| 1/200万 | 日本炭田図 | [illegible] |
| 1/200万 | 日本鉱床生成図 (14) | [illegible] |
| 1/200万 | 日本鉱床生成図 (15) | 9[illegible] |
| 1/200万 | 中部地方領家帯 | 2,1[illegible] |
| 1/ 50万 | 後期新生代地質構造図東京 | 1,2[illegible] |
| 1/ 50万 | 地質構造図秋田 | 1,09[illegible] |
| 1/2万5千 | 佐世保北部 | 1,09[illegible] |
| 1/2万5千 | 生駒山地西麓部 | 83[illegible] |
| 1/2万5千 | 鬼首 | 83[illegible] |
| 1/ 10万 | 石狩沖積低地 | 1,24[illegible] |



ブラジル東部の低起伏面と突出するドロマイト地形



ドロマイトの haystack

### バンブイ統(Bambui series)中の鉛，亜鉛鉱床

バンブイ鉱はブラジル国ミナス・ジェライス州からその北のバイア州にかけて，サンフランシスコ河の流域盆地に広く分布する古生代前期(カンブリア紀～オルドビス期)の堆積層で，サンフランシスコ統とも呼ばれる。基盤の先カンブリア界を覆って東西 500 km，南北1,200 km の広大な面積を占めている。

盆地周辺部では著しい褶曲，変成作用が見られるが中心部ではほとんど乱れがなく，単調な構造で，ほぼ水平の地層を示す。

バンブイ統は下位から 1) Paranoa 層，2) Paraopeba 層，3) Tres Marias 層に区分される。Paranoa 層は平均数10 m の厚さで，珪岩を主とし，泥板岩を伴う。Paraopeba 層は，盆地の大部分に分布し，平均厚さ 1,000 m，主として石灰岩からなり，ドロマイトを夾み，泥岩，粘板岩の薄層を伴う。Tres Marias 層は最上位をしめ，細，中粒の砂岩からなるが，堆積はサンフランシスコ堆積盆地の消滅期に当っていてその分布は限られている。

鉛，亜鉛鉱床は Paraopeba 層の主としてドロマイト中にあり，層状，鉱染状，脈状等種々のタイプがある。分布は南西の Vazante，Paracatu から北東の Januaria を経てバイア州 Serra do Ramalho に至る1,250km，幅 200 km の範囲に及ぶが，Vazante を除き大部分未開発である。鉱床成因は明らかでないが，ミシシッピー・バレー型の説が有力である。

石灰岩ドロマイトは，平原中に比高2～300 m の台地をなし，風化を受けて鈴の山のような特異な地貌を呈する。

（安斎俊男）



Paracatu 付近の州立探鉱会社 METAMIG による探鉱地。ボーリングコアの調査

地学雑誌 83, 6 (1974)

# アンデス中部地域の地質・古生物学的研究

前 田 四 郎*

## Geological and Palaeontological Reconnaissance of the Central Part of the Andes

Shiro MAEDA

**ABSTRACT**

The writer carried out the geological and paleontological studies on the central part of the Andes with the cooperation of Peruvian and Bolivian geologists from late August to December in 1973. The principal purposes of this work are as follows:

A) The collection of fossils in various localities based on the stratigraphical point of view.

B) The observation of fossils collected from the Andes in order to compare these fossils with Japanese ones.

C) To make clear the mode of sedimentation on several strata.

D) To define the geological structure of the fossil-bearing strata.

E) The palaeogeographical studies on the fossils occurring from the circum-Pacific region including Japan and the central part of the Andes.

Although the specimens collected from these area are now under studying, some results of the present work already known are as follows:

1) The Lower Cretaceous system in the Huaraz area is divided into the Goyllarisquizga Group and Pariahuanca, Chulec and Pariatambo formations (in ascending order). The Goyllarisquizga Group is subdivided into Oyon, Chimu, Santa, Carhuaz and Farrat formations, and is characterized by the thick milky coloured quartzite.

The Santa Formation cropping out widely in the western side of the Branco Cordillera consists mainly of alternation of fine-to coarse-grained quartzose sandstone and black shale, and yields trigoniids, *Ostrea*, Ammonites, Brachiopoda and so forth. Judging from the occurrence of trigoniids and Ammonites, this formation may be assigned to Lower Cretaceous.

2) This thick black limestone and thin-bedded black shale exposed at the Yanashallash Pass extend northward from this pass to Pucaraju. These strata are distinctly folded by the crustal movement as seen at the west side of this pass. From the evidences of Ammonites and *Inoceramus*, the strata of the area may indicate middle Lower Cretaceous rather than Jurassic.

3) The Mitu and Pucara formations distributed in the Lircay area form a large anticline. The Pucara Formation developed in this area is the most important repre-

* 千葉大学理学部地学教室 Chiba University

sentative of the Mesozoic Group, and is underlain unconformably by the Permian Mitu Formation. The Pucara Formation consists of limestone, sandstone, shale and pyroclastic rocks. The lower part of the formation yields trigoniid fossils as *Minetrigonia*-type, but the upper one yields *Weyla alata*, Brachiopoda and other mollusks at several localities. These trigoniids are one of remarkable fossils characterized by the distinct marginal carina and radial ribs on the disk.

Judging from the fossil evidences, it is thought that the lower part of the Pucara Formation assigns to Triassic, but the upper one of the formation seems to be Jurassic.

4) The Copacabana Formation is well developed in north- and southward of La Paz, and consists of the alternation of light gray limestone, shale and sandstone. Fusulinids, corals and other fossils are newly found from several horizons at Yaurichambi and Colquencha.

## I 緒 言

本研究は昭和48年8月末から12月末にわたつて，ペルーおよびボリビアを中心として行なわれた。当地域が研究の対象として選定されるにいたつた理由は，昭和45年度のアンデス南部地域（チリー，アルゼンチン両国）の研究の結果，それとの関連から調査地域をさらに北方に拡張する必要が生じたことがおもな要因で，たとえば次のようなことがあげられる。チリーにおいて過去に断片的とはいえ，数度にわたつてドイツ，アメリカの学術調査隊が調査を行つたが，それら調査隊が気づかなかつた三畳系の新しい分布が，昭和45年度の調査資料にもとづく筆者らの古生物学的研究の進展に伴いチリー北部において発見された。したがつて，アンデス中部地域，特にペルーに非常によく発達する三畳・ジュラ系との比較検討が是非とものぞまれるに至つたのである。こうした一連の研究の第一の目標はアンデスの古生物学上の特色とわが国との比較，いいかえれば古生物学上の共通性や特異性を明らかにすることにある。第一次の調査で，たとえばチリー南部地域では南半球の高緯度地方に共通する二枚貝類のある属種も明らかとなつた。また一方，環太平洋地域の一環としての要素，つまり，北米カリフォルニア地域産のものに酷似する二枚貝類の属種さえそこに含まれていることが判明したので，このような諸事実をさらに明らかにすることが第一義的目標である。第二次アンデス調査は，層序とむすびつけ，上部古生代および中生代の古動物群を中心として行われた。収集した資料は，目下研究中であるが，現在判明した諸事実や現地で観察して知り得た事項等について述べ，特に古生物学上の詳細については追つて漸次報告する予定である。

当研究の現地調査にあたつては大阪教育大学，山際延夫助教授，東京大学，速水　格助教授，千葉県教育センター科学研究部部長，田附治夫氏，明星大学，北村健治氏のご協力を受けた。またペルーにおいては三井金属と日本鉱業より，ボリビアにおいては日東ボリビア鉱業より種々の面でご支援を受けた。この調査のための準備にあたつては，千葉大学長相磯和嘉医学博士をはじめ，工学博士志茂主税教授，工学博士大和田信教授やその他，多くの方がたから多大のご支援を受けた。また医学部窪田靖夫医学博士からは病虫害，健康管理等のご注意をたまわつた。上記関係者各位に対して厚く感謝の意を表する。また本研究は文部省科学研究費助成による海外学術調査であつて，当局関係者の細かいご配慮に対して，あわせてここに記し，厚く謝意を表する次第である。

## II 現地の協力関係

古生物学上の現地調査にあたつては，資料をどこで，どのようにして収集するか，すなわち，資料収集地の選定が，研究成果をあげうるか否かの分岐点となり，調査計画の立案にあたつてもつとも苦心を要す

る点である。そのため筆者は第一次アンデス調査の終了に際し，今回のペルーおよびボリビア両国の主要地について事前に現地側の学者との十分な連絡をとつて，現地の予備調査をごく短期間ではあつたが実施した。ふりかえつてみるとわが国の古生物学研究者によるペルーやボリビアについての研究は，現在まできわめて乏しいものである。それは欧米の研究者による業績とは比較にはならないほど僅かのもので，当然両国に関する資料がわが国内において少ない。したがつて野外調査にあたつては現地国側の協力なしには研究の成果はあがる筈がない。そのため言語，習慣上の違いによる支障，調査基地の選定，調査地での移動，地図等の取り扱いなどの諸問題について，現地の日本大使館を中心として，現地国の公的機関と密接な連絡をとり，その間，サンマルコス大学(ペルー)やサンアンドレス大学(ボリビア)とはたび重なる連絡をとりおこなつた。ここに現地側のおもな協力機関を挙げると次のようである。

1) ペルー

在駐ペルー国日本大使館，ペルー地質調査所(Ministerio de Energia y Minas, Servicio de Geologia y Mineria) の Director, Dr. Eleodoro BELLIDO B., Ing. Cesar RANGEL Z. 等，サンマルコス大学(Universidad Nacional Mayor de San Marcos)の Programa Academico de Geologia, Prof., Dr. L. Guillermo MORALES S.，ペルー国立工科大学 (Facultad de Mineria, Universidad Nacional de Ingeniera) の Jefe del Departamento de Geologia, Prof., Dr. Julio DAVILA および Dra. Rosalvina RIVERA，日本貿易振興会，日本金属事業公団，在ペルー日本人会，三井金属，日本鉱業。

2) ボリビア

在駐ボリビア国日本大使館，ボリビア地質調査所 (Servicio Geologico de Bolivia) の Director Ing. Salmon RIVAS V. 等，ボリビア石油公社 (Yacimentos Petroliferos Fisicales) の Dr. Herman LOPEZ M.，サンアンドレス大学 (Universidad Mayor de San Andres) の Prof., Dr. Leonardo BRANIŚA, Nitto Bolivia Mining，在ボリビア日本人会。

上記機関のうち，今回の学術調査にあたつて，言語や習慣上の差違や発掘調査の特殊性にかんがみ，特に在駐ペルー日本大使館からは細かいご注意やご指導を受けた。現地の野外調査にあたつては，ペルーではサンマルコス大学およびペルー地質調査所の強い協力が得られた。その一例を挙げると次のようである。Cerro de Pasco の中生界の分布地は標高 4000 m から 4500 m にわたり，南部ペルーの Lircay 地域の中生界の分布地も標高 3500 m から 5000 m 以上の高地におよんでいる。このような地域の調査にあたつて，宿泊地の選定は作業の能率化や健康管理の面からきわめて重要なことである。そのため Cerro de Pasco では Atachocha 鉱山の，標高の低い宿泊所(標高約 3300 m)を，Lircay では Fulcani 鉱山の低位置の宿泊所(標高約 3200 m)をそれぞれ使用できるように特別なる便宜を与えられた。ペルー側では，地図類の持ちだしや採集資料の日本への輸送の手続上の許可等に非常に協力的であつた。

ボリビア側ではボリビア地質調査所が中心となつて，ペルー側に劣らぬ協力がみられた。ボリビア地質調査所所員はフランスやソ連やアメリカに留学した若い年輩の研究者がおり，全体が若い構成員で，地質の基礎研究に積極的にとりくんでいこうとする意図は明らかで，ラテン系民族にありがちな時間の変更等のことなどは，調査中ボリビアには全くみられなかつた。駐日ボリビア大使(日系人二世)からボリビア政府諸機関へ事前に連絡が十分に伝えられていて，研究調査はきわめて順調に進展した。

## III 調査地の概要

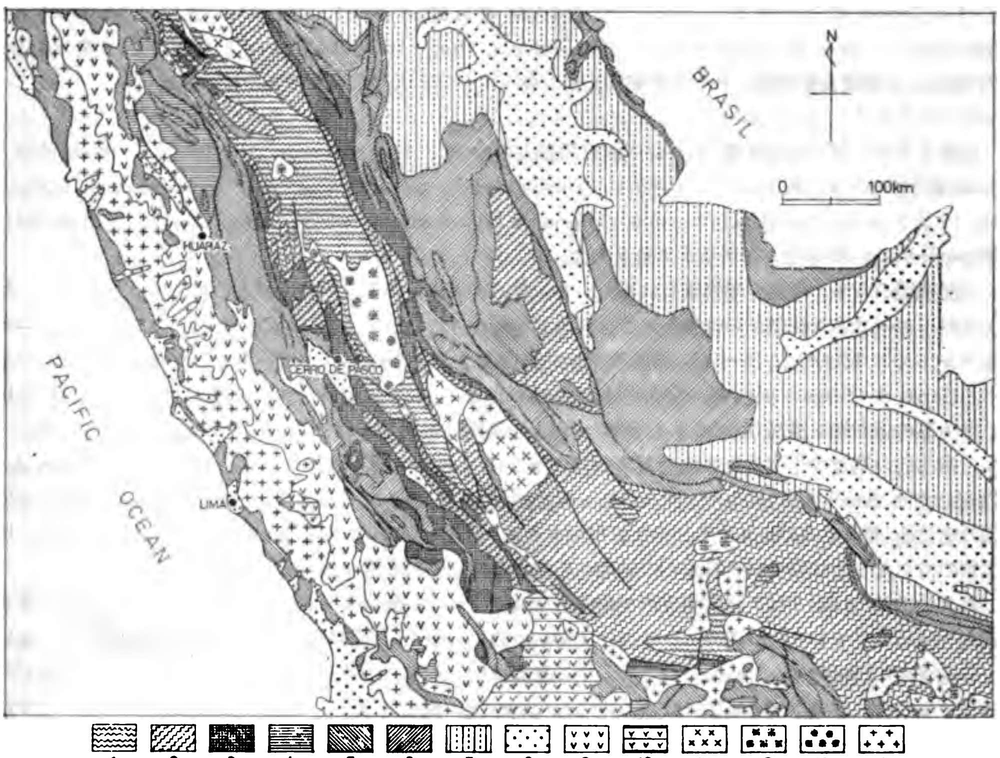
研究調査の連絡の能率をはかるうえから，調査本部をペルーの日本人会館においた。おもな調査地は次のようである。1. ペルー，Lima 北方地域としては (1) Huaraz 地域，(2) Huaraz 東方の Yanashallash 峠(約 4600 m)付近，(3) Ambo 地域。2. ペルー，Lima 東南方地域としてはおもに (1) Lircay 地域，(2) Huancayo 地域，(3) Tarmatambo 地域。3. ペルー，Lima 南方地域としては (1) Pisco 地域の Córdoba 北方，(2) Pucrocancha 渓谷。4. ボリビア，La Paz 北方地域としては Titicaca 湖近接地域。

5. ボリビア, La Paz 南方地域としては (1) Colquencha 地域, (2) Belén 地域等がある。これらの調査地域では, いずれも気象条件に非常にめぐまれた。わずかの地域で, ごくまれに午後3時半ないし4時頃になつて気象の急変することにめぐりあつただけで, 調査の進展がさまたげられるような気象の変化には一度もめぐりあわなかつたことは幸いであつた。このようなことをとおしてみて, わが国とは自然環境の異なるアンデス学術調査にあたつてはシーズンをよく考慮すべきであろうとおもわれる。

## IV　自然概観と研究成果

### 1. 自然概観

アンデスはブラジル盾状地が西に向つて舌状にのび, その西側の広大な海域の堆積盆地に形成されたものである。アンデスは中部地域, 特にボリビアにおいて山脈の幅員はもつとも広く, 高原状となり, ボリビアでは下部古生代から上部古生代にわたる地層群が広く分布し, 古生代の古生物学的研究上, 世界的に重要な地域と考えられる。ペルーおよびボリビア等のアンデス中部地域の地層の分布は, 一般的にはある方向性をもつて帯状に発達することが一つの特徴である。ペルー地域ではほぼ南緯4° からほぼ南緯14°




第1図　ペルー中部地域の地質 (BELLIDO, 1969, 一部修正)

| | | | |
|---|---|---|---|
| 1 | 先カンブリア界 | 8 | 第四系(陸成層) |
| 2 | 古生界 | 9 | 上部白亜紀—下部第三紀火砕岩 |
| 3 | 三畳系—下部ジュラ系 | 10 | 鮮新世—第四紀火砕岩 |
| 4 | 中部—上部ジュラ系 | 11 | 先カンブリア代—古生代花崗岩類 |
| 5 | 白亜系 | 12 | ジュラ紀—白亜紀花崗岩類 |
| 6 | 上部白亜系—下部第三系(陸成層) | 13 | 時代未詳火成岩類 |
| 7 | 中新統—鮮新統(陸成層) | 14 | 上部白亜紀—下部第三紀花崗岩類 |

まではNW—SE方向の帯状分布を示している。南緯14°から16°付近にかけて，この帯状分布の方向がWNW—ESE方向に転じて折れ曲り，ボリビア高原に延長する。ボリビア以南ではほぼ南北性方向をもつて約4000kmにもわたり，南方にのびる。

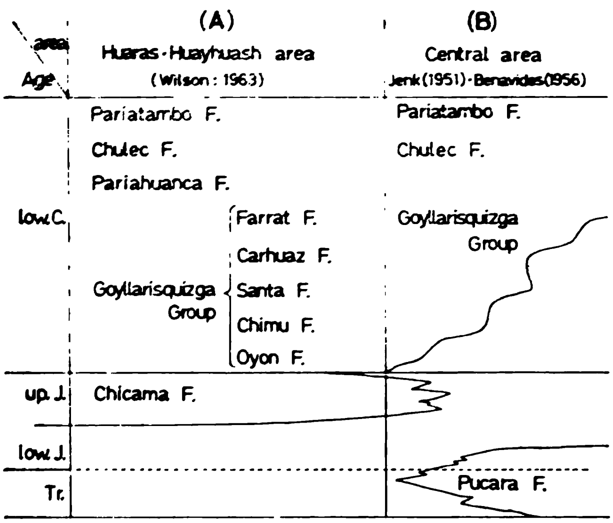
アンデス中部地域では先カンブリア代のブラジル盾状地は，おそらくペルーやボリビアの東部の平坦地域の基底にまでのびて，深部に存在するであろうと推定される。いいかえれば，アンデス山脈の東麓の基底にまで達していると考えられる。先カンブリア界はBELLIDO (1969)によつてアンデスの中央部に狭く帯状にNWからSE方向（筆者はこれをアンデス方向と仮称，1974）に分布するほか，ペルー南部の太平洋岸にも散在することが指摘されている。これらのうちの一部には，私見としてまだ若干の疑問が残る。すなわち，それらはアンデス南部地域，いいかえれば，チリー南端の太平洋岸の古期岩類をFULLER (1962)等は先カンブリア界ではないかといいはり，また一方，それに対する反論も強く主張されていること(CORVALÁN，私信)もあるからである。先カンブリア界はボリビアの東南部の国境近くのCorumba, Mutun付近にも広く分布する。この分布はさらに南に延長してアルゼンチン側にもぐりこみながら続くものと考えられる。ボリビアのカンブリア系については，ここ数年間，新しい研究の発展がみられていない。ボリビアのカンブリア系についてはアルゼンチンの国境近くのTarija南部に発達する諸層の知識がほぼ基準となつている。ボリビア古生界の古生物についての東大名誉教授小林貞一博士の三葉虫類の研究は一つの指標を与えている。ボリビアの地層分布と山脈系とは，浸食作用の進展状況と一致していないので，高い山脈が古い地層群であるとは必ずしもいえない。すなわち，現在も進行中の浸食作用は，造山運動を受けて変形し形成された古期岩類の地形と，ずれを生じている。ボリビアの西部海岸山脈は第三系を基盤として洪積世に噴出したコニーデ型の火山が分布し，標高6000mを越える山々がそびえる。他方，東部山脈はオルドビス系を主体とする。一般的にみてカンブリア系は東部山脈の中央より東側の斜面に，さらにその東側に第三系が広大に発達する。ボリビアに広く分布する古生界は，その北西への延長のペルーにおいて，ごく限られて狭まつてくる。またボリビアに広く分布するAltiplanoは，ペルーにおいてはTiticaca湖北方でかなり狭まる。

ボリビアにおける石灰岩相は下部二畳系（一部は上部石炭系におよぶ可能性があると推定される）と，白亜系との二岩相のみであるから，両岩相は，広大なボリビアの地質図作成や資源調査上の重要なkey bedとなり得るものである。

ペルーの西部山脈には，アンデス山脈の方向にそつてのびる古生代ないし先カンブリア代と考えられる粗粒の花崗岩類と，さらにそれらより新期，すなわちジュラ紀ないし白亜紀と考えられる細粒の花崗岩類とのバソリスがある。他方，ボリビアにはこのようなバソリスは見られない。ペルーの新・旧花崗岩類の存在はアンデス南部，すなわち，チリーの太平洋側に，たとえば，Valparaisoやその南のFiord地方に類似性が認められる。ペルーもボリビアも銅，鉛，石油等の地下資源の豊富な，いわゆるアンデスの資源帯の一部を占めている。ことにペルーにおける鉱化帯の分布は基盤岩の古生物学的研究にもとづく基礎的研究による地質時代論と，それら地層群を構成する岩相，すなわち母岩の特質とについての研究があいまつて進められるならば興味ある諸事実が明らかとなるであろう。すなわち鉱化帯は，大局的にはかなりの規則性，いいかえれば，平行的配列状況の特性をもつことが一層正確に把握されるように考えられる。

筆者が野外観察を行なつた範囲に限つての地域では，ペルービアンアンデスにおける銅の鉱化作用の地質時代は，下部白亜紀ではなく，下部白亜紀以降・第三紀以前が主体であろうと考えられる。筆者がペルービアンアンデスでもつとも注目し，多年にわたり興味をもつてきた，化石の豊富な三畳・ジュラ紀のPucara層および下部白亜紀の石灰岩の化石帯は，古生物学的立場からアンデスの鉱化帯の解明と不可分の関係にあるものと考えられる。つまりPucara層や下部白亜紀の石灰岩中には，各地に鉱床が胚胎していることが知られているからで，未開発地のアンデスの鉱床の研究には，化石の豊富なこれら石灰岩相の古生物学的研究が必要であろうとおもわれる。

第1表　Huaras Huayhuash 地区の層序
Tr.；三畳紀 low. J.；下部ジュラ紀 up. J.；上部ジュラ紀
low. C.；下部白亜紀



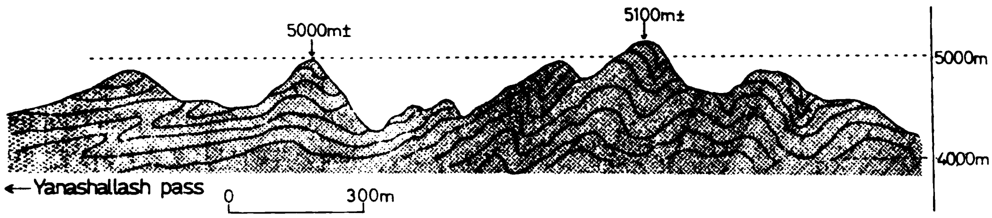

## 2. 研究成果

### 1) Huaraz 地域

Huaraz はペルーの首都 Lima の北に位置し，Lima からジープで一日ほどで到着することができる。太平洋岸に面して発達する標高約 4000 m の海岸山脈を越えておりたところが，Huaraz で，ここは 3000 m 級の高地である。Huaraz は盆地の中心地であり，研究調査の基地として適地である。この地域の層序は下位より，上部ジュラ紀の Chicama 層，その上に下部白亜紀の Goyllarisquizga 層群が重なる。Goyllarisquizga 層群は下位より Oyon 層，Chimu 層，Santa 層，Carhuaz 層，Farrat 層からなる。この上に下部白亜紀と考えられている Pariahuanca 層，Chulec 層，Pariatambo 層が重なる。Goyllarisquizga 層群の特徴は厚い quartzite を主体として，そのほか砂岩，頁岩ときには石灰岩を伴うことで，Branco Cordillera 地域の下部白亜紀の key bed となつている。Goyllarisquizga 層群中の quartzite とよばれる岩相は，堅硬質で，白色緻密で，風化面では一部淡褐色を呈することがあり，やや massive で，新鮮面は肉眼観察によると細粒状をなすようである。このような quartzite はわが国に見られない岩相ではあるが，ペルーでもボリビアでも，年代を異にする地層中にしばしば類似した珪質岩を観察し得る。たとえばボリビアでは Altiplano のデボン系中に quartzite をみることができる。このような quartzite の由来地はおそらく，東方のブラジル盾状地からであろうと考えられる。Goyllarisquizga 層群はところどころに石炭層を挟み，目下採掘されている。

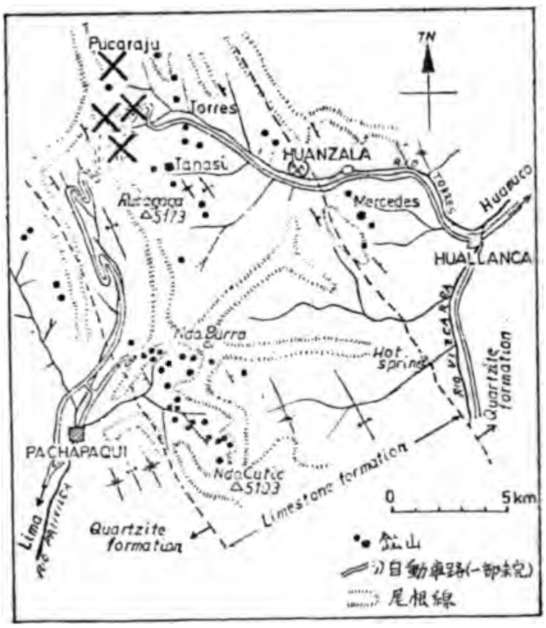
上部ジュラ紀の Chicama 層は黒色頁岩および薄い砂岩の互層で，Chicama の谷に模式的によく発達する。Santa 層中から *Trigonia*, *Ostrea*, Anmonite, Brachiopoda その他の種々の化石を発見した。Huaras の郊外に断層の割れ目から湧出する温泉があり，ここが Montery である。Montery の東側の山地(Branco Cordillera)の急斜面に Santa 層が広く露出する。*Trigonia* は本層中に産出する。たとえば Montery の温泉の北側に，氷河を源とする川があり，*Trigonia* の主要産出地は，この川にそつて温泉地から約 200 m 上流である。すなわち，ここに川底から高さ約 15 m の橋がかかり，この橋の東側の左岸の石英質砂岩と黒色頁岩との漸移部が *Trigonia* の産出層準で，ここに *Trigonia* が集積している。黒色頁岩は風化すると 1 cm 内外の多角形状の fragment となり，水にぬれると一層黒色がかつてくる。黒色頁岩は風化に弱いため，地形上，一般に窪地をつくり，浸食に強い石英質砂岩は高く突出している。この黒色頁岩は nodule を含み，また Ammonite をしばしば含む。*Trigonia* の産状は凹部を上，または下にむけ，破損しているものは少ないようであるがやや散らばり，全体として層状の産状で，ある一定層準に多いようである。硬質の石英質砂岩中の *Trigonia* は採集がきわめて困難であつた。またこの砂岩と黒色頁岩との漸移部で，砂岩中に保存された *Trigonia* は，cast となつている場合が多く観察された。ここから採集された *Trigonia* は *Buchotrigonia* に所属するもので，その地質時代は下部白亜紀を示す。

### 2) Yanashallash 峠付近




第2図　Pachapaqui (Huaraz 東方) から Yanashallash 峠に至る間の白亜紀石灰岩の褶曲

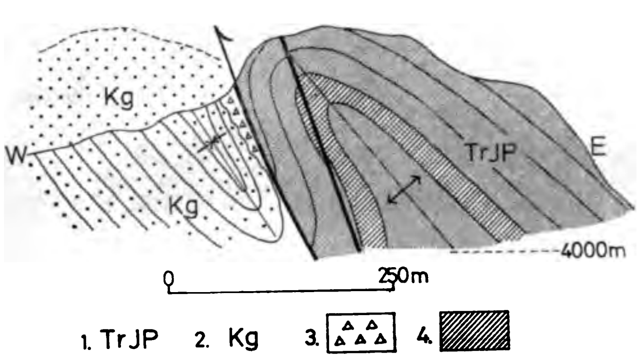
Yanashallash 峠は Huaraz からジープで数時間で達することができる。この付近の調査基地として，また諸物資の供給地としては Huaraz が最適地である。Yanashallash 峠の東方に三井金属の Huanzala 鉱山があり，われわれは Yanashallash 峠付近の調査に当つて三井金属各位からのご支援をたまわつた。Yanashallash 峠は標高約 4600 m の高地である。ここを通る道路は Lima から Huanuco (ペルー北東部の中心都市) への幹線道路であるが，舗装されていない。この道路ぞいの峠に化石が産出する。ここで，目的とする化石を多量に収集することに成功した。




第3図　及川準之助(1968)に主要化石産地を加えた
×····主要化石産地

Yanashallash 峠付近の地質は黒色石灰岩を主体として薄い黒色頁岩との互層で，小褶曲をくりかえしているが，marble 化してはいない。本石灰岩相の見掛上の幅員は15～20 km もあろうとおもわれる幅広いものである。後述する Pucara 層 (三畳・ジュラ紀) の石灰岩とは，石灰岩そのものの岩相，風化によつて生ずる状態，石灰岩に伴う堆積岩の特質などの点で異なつている。また Yanashallash 峠付近の石灰岩中に新たに発見した Ammonite や *Inoceramus* その他の化石にもとづき，本石灰岩層は下部白亜系中の中部であろうと考えられる。Pucara 層との岩相上のきわめて著しい違い，ならびに目下慎重に検討しつつある古生物学的資料からみて，従来，Yanashallash 峠付近の石灰岩に伴う地層群は，顕著な石灰岩を挟在することから，Pucara 層と考えられたむきもないではなかつたが，これは全く訂正すべきであるとの結論に到達した。地層もアンデスの造山運動の影響を大きくこうむつて逆転し，大きい褶曲を形成しているとの結論を得るに至つた。この石灰岩層は NE から SW の方向に走り，アンデス地向斜の一堆積相であるから，本石灰岩層は，アンデス方向(筆者仮称：前出)に何 10 km ないし，何 100 km と延長するにちがいないものと予察される。

なお，ペルービアンアンデス地域における地向斜堆積物は，わが国の岩相の複雑性とはくらべものにならないほど均一性に富んでいることを指摘しておきたい。Yanashallash 峠付近は標高約4600～5000 m 以上の高地であり，この石灰岩層の北東側にも，南西側にも，下部白亜系の Goyllarisquizga 層群中の massive な quartzite が傾斜 45～70°E の急角度をもつて，NW から SE 方向に走る。本層群の模式地




第4図　Atachocha 鉱山附近を切る衝上断層
(鉱山より北をのぞむ，標高約4000 m)
1　三畳・ジュラ紀 Pucara 層
2　下部白亜紀 Goyllarisquizga 層
3　断層角礫
4　化石多産の Chicrin 部層

は Yanashallash 峠のはるか南方の，すなわち，Cerro de Pasco の西方の Goyllarisquizga にある。本層群中の key bed の massive quartzite は走向にそつて何100km，ないし何1000 km と非常に長く延長するので，中生界の研究中，各地で本層群を容易に識別し得られる。本層群は Huancave-lica や Hunin その他で，下位の Pucara 層の上に不整合に重なることが知られる。

ペルービアンアンデスを東西方向に数ルート横断して，中・古生界の層序の基礎となる知識を得て調査にのぞむなら，わが国の地質構造の複雑性に苦しみながら研究している研究者なら，相当な高能率をもつて成果をあげ得るであろう。

3)　Huaraz 東方および Huanuco 地域

ペルーの先カンブリア界と考えられているものは，Huaraz から Huanuco に至る国道にそう峡谷や Tarma の東の峡谷で，よく観察することができる。Huanuco 地方では絹雲母片岩，緑色片岩，石墨片岩類などからなる。Tarma 東方の岩相もこれによく類似するが，ここでは絹雲母片岩が優つている。

ペルーにおける古生界はペルービアンアンデスの高い山地とまた一方，ペルー南東部の太平洋地帯の低地とに二大別される。Huanuco 南では Devonian の Excolsior 層がみられる。本層はやや硬質の砂岩，火山砕屑岩，粘板岩からなり，ここでは石灰岩やチャートを伴つていない。走向は南北性であるが，傾斜は 45~70°E を示し，露出は植物でおおわれることなく，かなり良好である。模式的に良く発達する地域での本層の層厚は約 1000m と推定される。ペルービアンアンデスでは上部古生界は下位より Ambo 層，Tarma 層，Copacabana 層，Mitu 層などの諸系統に識別され，ほぼアンデス山脈の方向にのびている。

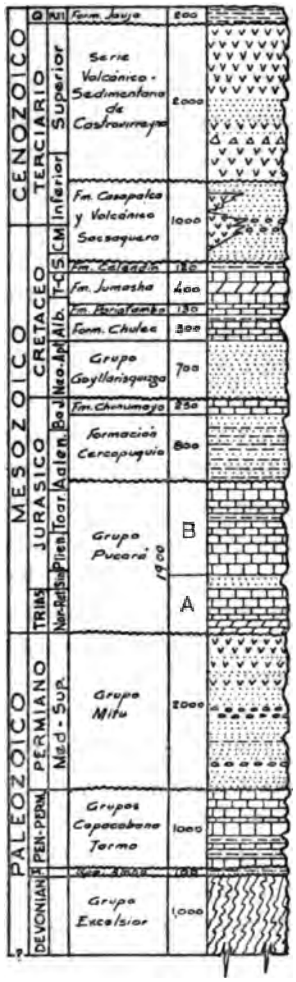
4)　Ambo 地域

Huanuco から Cerro de Pasco に至る間に Ambo がある。Ambo 近くの道路に面して Copacabana 層が露出する。本層はここでは厚さ数 m の淡灰色の石灰岩と，頁岩および細粒砂岩との互層からなり，石灰岩が顕著に発達することが特徴である。この石灰岩から紡錘虫および Coral などを採集した。この地の採集資料から山際(1974)により *Pseudofusulina huecoensis*, *Schwagerina colemani*, *S.* cfr. *berry*, *Triticites titicacaensis* 等が識別された。

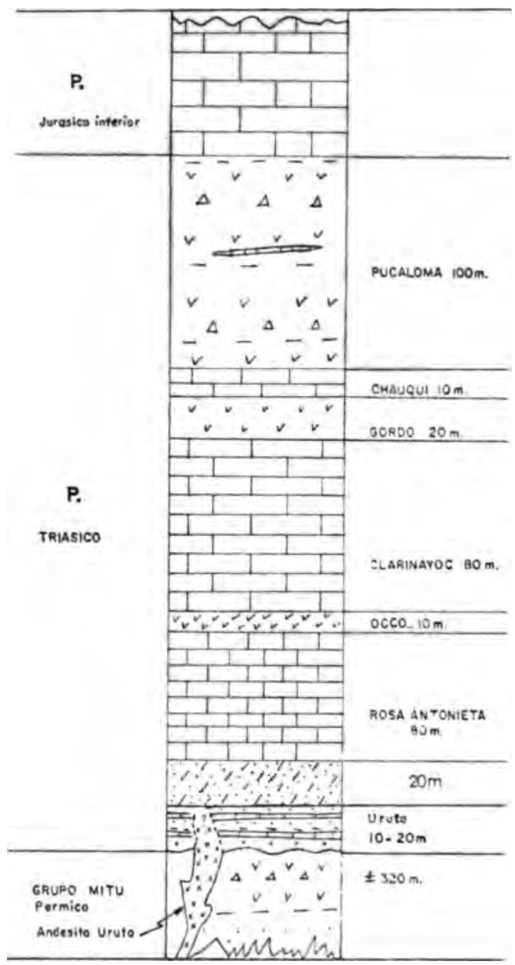
これら紡錘虫群にもとづき，当化石の産出層準は，一応，下部二畳紀と考えられる。当地の Copacabana 層の上には不整合関係をもつて上部二畳系の Mitu 層が重なる。Mitu 層は赤褐色を呈し，わが国の硯石統に色調が酷似するが，固結度は硯石統よりはるかに高い。Mitu 層は中部ペルーにおいて厚さ約 2000 m にも達する。中・古生界の諸層は造山運動を強く受けて褶曲しているが，中・古生界の層序および構造の解析にあたつて，この Mitu 層の赤褐色の岩相は，よい key bed となる。

5)　Lircay 地域

Lircay は Lima 東南方に直線距離で約 300 km はなれて，中央盆地の中心都市 Huancayo の東南方に位置する。この地域は，北はエクアドル国境から，アンデス山脈にそつて 100 km 以上も連続する Pucara 層の最南部の堆積盆地区である。そして，チリーの初期中生界への漸移地帯に相当する。したがつて当地



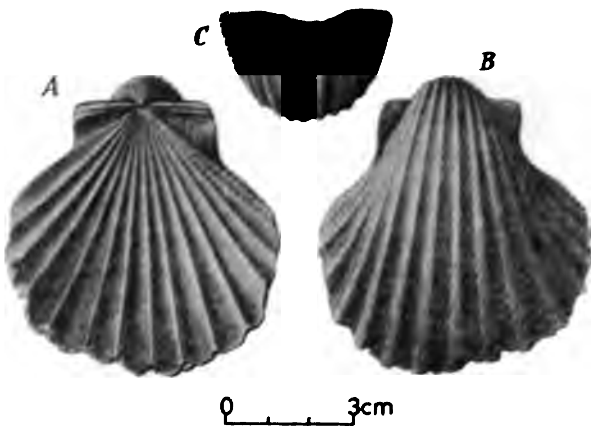

第5図　ペルー中部地域の層序
(BELLIDO, 1969. 一部修正)




第6図　Lircay 地域の層序(ARENOS, 1970. 一部修正)
P.····Pucara 層

域の Pucara 層の層序および古生物の研究は地史学上興味あるものと考えられる。

Pucara 層には石灰岩相がよく発達し，この石灰岩を母岩として各地に銅などの鉱床が胚胎している。したがつて鉱床の探査と関連して本層の層位学的・古生物学的研究はアメリカ，イギリス等においてかなり進展している。たとえば本層産の古生物の一部について Cox (1949) が興味ある事実を報告している。しかしながら，Lircay 地域はペルーとチリーとの漸移地帯であるため，欧米の研究者によつてもまだ研究されていなかつた。Lircay 地域の中・古生界の層序は第6図に示す。下位に Mitu 層(二畳紀)が，上位に Pucara 層(三畳・ジュラ紀)が識別され，両者は不整合関係である。この地域の Mitu 層は砂岩，赤褐色頁岩，礫岩および緑色，ときに赤褐色ないし紫色の火山砕屑岩からなり，本層はペルー中部地域のものと岩相がよく似る。Pucara 層は下位から (1) 砂岩および石灰岩(厚さ 10～20 m)，(2) 灰色石灰岩(約 80 m)，(3) おもにドロマイト(約 20 m)，(4) 赤褐色の安山岩質砕屑岩(約 10 m)，(5) 化石を比較的多く含む灰色の石灰岩(約 80 m)，(6) 火山砕屑岩 (約 20 m)，(7) 灰白色の石灰岩 (約 10 m)，(8) 石灰岩の




第7図 *Weyla alata*(von BUCH), STEINMAN(1930)による

薄いレンズを含む火山砕屑岩(約100m), (9) 灰白色の石灰岩(100m以上)からなるが, 上限は未調査である。これらの石灰岩には化石が比較的豊富に含まれている。調査に先だつて, ペルー地質調査所の Lircay 地域からの収集資料の検討を行なつたが, その際に, Minetrigoniinae の三角貝類と *Weyla alata* とが混合して保管されていたので, あるいは Lircay では同一層準に両者が産出するのではないかとの一つの疑問があつた。しかし Lircay の現地で, 層位上, 十分な検討を行つた結果, Minetrigoniinae の三角貝類と *Weyla alata* とは同一層準から産出するのではないことが明らかになつた。すなわち (7) の石灰岩層から Minetrigoniinae の三角貝類やその他の巻貝類と, (9) の石灰岩層から *Weyla alata* その他の二枚貝類や腕足類を採集した。そして, Minetrigoniinae の三角貝類の産出層準は下位で, *Weyla alata* の産出層準は上位であること, 両者の層準の間に (8) の石灰岩の薄いレンズを含む火山砕屑岩(約100m)層が存在することが明確となつた。*Weyla alata* は南米地域のジュラ紀の標準化石と考えられており, 本種は (7) の石灰岩層より以下の層準には含まれていなかつた。一方, Minetrigoniinae の三角貝類は (9) の石灰岩層には, 充分検討したにもかかわらず, 発見できなかつた。また, この地域での Pucara 層の上限は地形が急峻なため, 明確にすることが出来なかつたが, 上部層の延長と考えられる地層中から, 若干の *Myophorella* と二枚貝類や腕足類を採集した。この地域を三角貝類の立場からみると, Pucara 層は (8) の火山砕屑岩層を境に下部の Minetrigoniinae の三角貝類の産出層と上部の *Myophorella* の産出層とに区別される。そして *Myophorella* の産出層中に *Weyla alata* が含まれる。Tarmatambo 近くの Pucara 層の層位と古生物との検討に際しても, ジュラ紀 Ammonites を含む頁岩層の上位にある石灰岩層中から *Myophorella* の産出すること, また, 同層準に Minetrigoniinae の三角貝類は伴わないことを明らかにした。Huancayo 近くの Pucara 層からもわずかの *Myophorella* を得たが, これに伴う二枚貝類はジュラ紀型であり, また Minetrigoniinae の三角貝類は見出されなかつた。したがつて Pucara 層の数地から産出する古生物の検討から, Minetrigoniinae の三角貝類と *Myophorella* とは Pucara 層においては相伴つて産出せず, また Minetrigoniinae の三角貝類は下位の三畳紀を指示し, *Myophorella* は Ammonites および二枚貝類と共にジュラ紀を示している。Pucara 層は三角貝類の立場から大局的に三畳系とジュラ系とに二区分され, 両系は従来どおり整合関係にあるが, Lircay では火山砕屑岩を境としていることが判明した。従来, Pucara 層はペルーおよびその他諸国の研究者において三畳・ジュラ系と一括して取り扱われてきたが, 先のような古生物的事実から Pucara 層をさらに細かく区分することが可能で, 三角貝類が Pucara 層の年代区分の重要な指示物となり得ると考えられる。

(7) の石灰岩層, すなわち三畳系の石灰岩中の三角貝類としては *Myophorigonia* sp. *Perugonia lissoni* および新属と考えられる Minetrigoniinae の種が共存する。これら三角貝類は石灰岩中に珪化して残る。このことはわが国の化石の産状とくらべ興味深い事実である。これらの三角貝類中の新属と考えられる Minetrigoniinae のものは, 外形は亜三角形状で, 腹部はゆるくまるみをもち, 表面には殻頂から放射状肋の数本が腹部に向つて走り, (a) 同心円状の条線が細かくて多く並ぶ種と, また (b) 同心円状の条線の

まばらな種との２種がある。これらは marginal carina が非常に顕著で，marginal carina の前の溝はやや深い。鉸歯の構造は三角貝にみられる標式的な鋸歯をそなえる。Lircay 産の種は，わが国産の *Mine-rigonia* に表面の装飾が似ているが，marginal carina の発達状態において，明らかに異なる。Pucara 層産 *Myophorella* は marginal carina が彎曲し，瘤をもつ肋と肋との間隔が比較的に広いことが特徴である。この Lircay 産の種は本属の全般からみて一般に形が小さい。

*Weyla alata* は第７図に示すように大きさは中型で非常に不等側をなす。特徴は，右殻は強くふくらむが，左殻はほとんど平らで，殻皮が相当に厚いことである。右殻は，約13本のほとんど直線的な放射肋をもつ。左殻は右殻に相当する放射肋をそなえるが，表面の中央部の肋は直線的で，貝の前部および後部の肋はやや彎曲し，これらの肋の間の溝はまるみをおびる。

Lircay の南東約１km の Bellavista において，三角貝類，Corals, Brachiopoda の新産地を発見した。ここは砂質石灰岩と石灰岩との互層で，砂質石灰岩がややよく発達する。走向は N 30°E で，傾斜は30°W を示し，単斜構造をなす。化石は Brachiopoda を主体として数層準に多産する。これら化石は Lircay 産の種と同様に一部が珪化している。この地区の Bellavista 川の左岸にあらわれる地層からも化石が産出する。この地区の Pucara 層は本層模式地の中・上部層に相当すると考えられるが，一部チャートを挾むので，本層の模式地のある中部地域とは岩相が若干変化している。この事実は Pucara 層の堆積盆地の全体の特色を明らかにするうえに，特に注目されるべきことと考えられる。

6) La Paz 北方，Titicaci 地域

Titicaca 湖近くの Yaurichamba に発達する上部古生界の Copacabana 層について野外調査を行なった。本層は La Paz から Titicaca 湖に至るほぼ中間の位置にあたる道路の西側に，高さ約 200 m の南北性にのびる岡をつくる。ここでの本層の走向は N 40～60°W で，傾斜は 40～70°E を示す。この岡のいただきの石灰岩中に紡錘虫その他の化石が豊富に含まれる。ことにこの岡の北の末端，すなわち Titicaca 湖側に本層の良い露出がある。ここの本層は石灰岩，泥質岩，頁岩，砂岩の頻互層からなる。この露頭の石灰岩の多くの層準に紡錘虫や Corals その他の化石を多産する。これらの各層準からの収集資料は目下，生層序学的に検討中であるが，紡錘虫としては，*Pseudoschwagerina*, *Schwagerina* および *Triti-ites* などがみられる。また紡錘虫に伴う Corals の検討はボリビアにおける古生物学の研究上に重要な意義をもつものと考えられる。

7) La Paz 南方，Colquencha 地域

Colquencha は La Paz 南方に位置し，ここに二畳紀の Copacabana 層が小区域に分布する。本層の東側にはデボン系および石炭系が分布し，下位の石炭系とは整合関係を示す。石炭系は砂岩，頁岩などからなり，石灰岩を欠く。この地域の Copacabana 層は暗灰色の石灰岩，砂岩，泥岩の互層で，石灰岩層が層序の key bed となる。走向はほぼ南北性であるが，一向斜構造を示し，西翼部がよく発達する。本層は NW 方向の小断層でたちきられ，石灰岩層のずれが明らかに観察できる。西翼部の石灰岩の数層準に紡錘虫が産出することを新たに知つた。これはボリビアにおける新産地で，従来，まつたく知られていなかつたものである。またこれに伴つて Corals を若干の層準で見いだしたが，そのうちある層準に多産することが明らかとなり，これらには“*Lophophyllidium*”および“*Caninia*”などが含まれる。紡錘虫類には“*Triticites*”などがみられ，詳細は目下検討中である。

8) La Paz 南方，Corocoro 地域

当地域に第三系が広く分布し，短軸の向・背斜構造が発達する。この第三系は岩相が赤褐色を呈し，厚層で，この北方延長は Titicaca 湖近くにも続く。Chacarilla 地域の第三系は Corocoro 層群からなる。本層群は下位から Chuouichambi 層，Chacarilla 層，Huayllamarca 層，Crucero 層，Mauri 層に区分される。岩相は赤褐色砂岩を主体として，赤褐色頁岩および礫岩からなる。これら第三系はアンデス造山運動の進行過程で形成された異常に厚いモラッセ型堆積物である。この堆積現象の特色を把握する目的を

もつて，特に礫種および砂岩について目下室内研究中であるが(田附・筆者)，現在までに判明した一・二の事実についてふれる。

A）Turco 地区の礫岩相はおもに安山岩・玄武岩・花崗岩・片麻岩などの礫からなり，粒径は数 mm～10数 cm までのものが混在し，その形状も多様である。礫種構成からみて，本地区の礫岩層は Ñekheta～Vetaverde 地区の礫岩層とは供給源も運搬経路も全く関連のない別系統の水成堆積物であろうとおもわれる。

B）Ñekheta～Vetaverde 地区の礫岩相はおもに砂岩，泥質岩などの堆積岩系の礫からなり，平均粒径は1～1.5 cm，形状は subanguler のものが多い。各地で斜層理が観察され，本地区の礫岩層は南から北への水流によって運搬・堆積した可能性が強いと考えられる。

C）Corocoro 地区の礫岩相は砂岩，泥質岩礫を主とし，安山岩質礫なども含む。平均粒径は2～2.5 cm を示す。roundness は一般に大きく，subrounded～rounded のものが多い。扁平度は小さく，形はまるい。本地区の礫を運搬した営力は，前記2地区のいずれとも異なり，河川型の ripple mark の流向が N 28°E を示すことなどから判断すると，供給源はむしろ北方にあつたと考えられる。

礫種や礫の形態ならびに，重鉱物組成等の研究とあいまつて，Corocoro 堆積盆地の堆積当時の後背地の地質や古地理の特質を一層明確にいたしたいものと考える。

## 主要参考文献


AHLFELD, F. (1956) : "Bolivia" in an explanation of the geological map of South America. *Geol. Soc. America*, Mem. 65, pp. 167-186.

——& BRANISA, L. (1960) : Geologia de Bolivia. *Inst. Boliviano del Petroleo La Paz*, pp. 1-245.

——(1969) : Geografía física de Bolivia.-Enciclopedia Boliv. La Paz-Cochabamba.

BELLIDO, B. E. (1969) : Sinopsis de la geologia del Peru. *Servicio de Geologia y Mineria Bol*. 22, pp. 1-54.

BENAVIDES, C. V. E. (1956) : Cretaceous system in Northern Peru. *Bull. Am. Mus. Natural Hist.*, Vol. 108, Art. 4, pp. 353-494, figs. 1-58, pls. 31-66.

BOIT, B. (1926) : Algunos datos sobre la geología de Ancash. *Bol. Soc. Geol. del Perú*, Tom. 2, pp. 45-74.

——(1940) : Líneas generales de la geología estratigráfica de la región de Cerro de Pasco. *Acad. Nac. Cienc. Exact. Fis. y de Lima*, Vol. 2, Estracto, pp. 1-54.

——(1949) : Sobre la edad de la formación caliza Triásica del Perú Central. *Rev. Cienc.*, 1° y 2° *Trimestre*, Nos. 468-476.

BRANISA, L. (1965) : Los fosiles guias de Bolivia, I. Paleozoico. *Servicio Geologico de Bolivia*, (6), pp. 1-282, pls. 1-80.

BROGGI. J. A. (1945) : Mapa geológico preliminar generalizado del Perú a la escala 1 : 8,500,000 y memoria explicativa. *Inst. Geol. del Perú Bol*. 1, pp. 5-14.

COX, L. R. (1949) : Moluscos del Triásico Superior del Perú (Upper Triassic mollusca from Perú). *Inst. Geol. del Peru Bol*. 12, pp. 5-48, pls. 1-2.

DUNBAR, C. O. & NEWELL, N. D. (1946) : Marine early Permian of the Central Andes and its fusuline faunas. *Amer. Jour. Sci.*, Vol. 244, pp. 377-402, 457-491, pls. 1-12.

HARRISON, J. V. (1951) : Geología de los Andes Orientales del Perú Central. *Bol. Soc. Geol. del Perú*, Tom. 21.

JAWORSKI, E. (1922) : Die marine Trias in Südamerika. Beitr. z. Geol. u. Pal. v. Südamerika, 26, *N. J. f. Min. etc.*, BB. 47, pp. 93-200, t. 4-6.

——(1923) : Die Trias-, Lias-und Dogger-fauna der Andinen Geosynklinale und ihre verwandtschaftlichen Beziehungen. *Geol. Rundschau* 14, pp. 83-89.

JENKS, W. F. (1956) : "Peru" in a explanation of the geological map of South America. *Geol. Soc. America*, Mem. 65, pp. 215-248.

KÖRNER, K. (1937) : Marine (Cassian-Raibler) Trias am Nevado de Acrotambo (Nord-Peru). *Paleontographica*, Bd. 86, Abt. A.

LISSÓN, C. I. y BOIT, B. (1924) : Edad de los fósiles Peruanos y distribución de sus depósitos. 3a ed. Lima Imprenta Americana, pp. 1-226, 1 map.

——(1942) : Memoria sobre el mapa cronológico del levantamiento de los Andes Peruanos. Imprenta Americana, Lima, 36 S., 2 K.

——y——(1942) : Edad de los fósiles Peruanos y distribución de sus depósitos. 4a ed., pp. 1-320, Lima.

MAEDA, S. (1971) : A remarkable thrust in the Peruvian Andes. 千葉大学留学生部研究報告, 5号, pp. 61-63.

MAEDA, S., YAMAGIWA, N. & BRANISA, L. (1973) : Some Late Palaeozoic corals from Bolivia. *Bull. Nat. Sci. Mus. Tokyo*, Vol. 16(1), pp. 93-98, pls. 1-2.

NEWELL, N. D. (1946) : Geological investigation around lake Titicaca. *Amer. Jour. Sci.*, Vol. 244, pp. 357-366.

——, CHRONIC, B. J. & ROBERTS, T. G. (1953) : Upper Paleozoic of Perú. *Geol. Soc. America*, Mem. 58, pp. 1-276, pls. 1-44.

RIVERA, R. (1956) : Fósiles Maestrichtianos del pongo de Rentema. *Bol. Soc. Geol. del Perú*, Tom. 30, pp. 323-327.

STEINMAN, G. (1930) : Geologia del Peru. pp. 1-448.

THOMPSON, M. L. (1943) : Permian Fusulinid from Peru. *Jour. Paleont.*, Vol. 17, pp. 203-205, pl. 33.

堀越義一(1967) : 文献によるアンデス山脈の地質と銅鉱床. 鉱山地質, 17巻, pp. 284-292.

前田四郎・山際延夫・速水　格・田附治夫・北村健治(1974) : 南米中部アンデス山地に分布する Copachabana 層群について. 地学研究, 第7～12号, pp. 129-136.

及川準之助(1968) : ペルー・ワンサラ鉱山の地質および鉱床. 鉱山地質, 18巻, pp. 107-114.

(1974年10月8日受理)

地学雑誌 83, 6 (1974)

# 非金属鉱業原料最近の動向（その 1）

岡　野　武　雄*

## Recent Trend of Non-Metal Minerals (1)

Takeo OKANO

## I まえがき

世界の大多数の国では非金属鉱業は，石油鉱業，石炭鉱業，金属鉱業にくらべて生産金額からみてはるかに規模の小さいのが普通である。また，非金属鉱業と称するものが，珪酸塩，炭酸塩，硫酸塩鉱物の鉱床が主であり，ときに火成岩，堆積岩そのものが採掘の対象となることがあり，鉱床学，地球化学の研究の対象に選ばれることが少なかつた。

したがつて非金属鉱業原料について総括的に書かれたものは少なく，わずかに日本鉱産誌 II，III，IV 巻がこれであろう。日本鉱産誌は当時の知識を結集したもので，今日でも教科書として十分に通用するものである。

しかし最近の非金属鉱業原料の動向は日本鉱産誌発行当時とかなり変化しているので，1962年と1972年の10年をへだてた2時点の鉱産量を中心として，その動向を比較してみたい。

勝手ながら筆者の都合で本稿は2回に分けて掲載させていただくことにし，珪石類，粘土類，骨材は(その2)に載せたい。

## II 最近10年間の動きの概要

非金属鉱物原料の最近10年間の動きをみると，大きな特徴として2つのことが掲げられる。その1つは需要の増大で，国内生産量の増加および輸入量の増加である。第2の点は，低品質の鉱石の利用の増加および新らしい原料の利用である。この2つのことは相互に密接に関連をもつている。

この10年間の需給関係の変化を示すものとして，通産省の統計による非金属鉱物の産出量を1962年と1972年を比較してみたものが，第1表である。この表は次のことを示している。

1962年から1972年にいたる10年間に

(1) 生産量の減少したもの

天然硫黄，クロム鉄鉱，黒鉛，石膏，蛍石，ダイアスポア，さば

(2) 1～2倍の生産の増加したもの

重晶石，石綿，人造珪砂，長石，陶石カオリン，ろう石クレー，木節粘土，ドロマイト，頁岩粘土

(3) 2倍以上に増加したもの

滑石，軟珪石，天然珪砂，蛙目珪砂，アプライト，ろう石，珪目粘土，石灰石

(4) 著しく生産量の増加したもの

回収硫黄，炉材珪石，白珪石

この10年間に生産量の減少したもののうち，天然硫黄(硫黄鉱石から回収されるもの)は公害防止のため原油から抽出回収された回収硫黄増加に圧迫されたものである。クロム鉄鉱，黒鉛は安い品質のよい輸入品に押され，蛍石，ダイアスポアは鉱床が涸枯してきている。石膏は副産の化学石膏に需要増は吸収されている。

* 地質調査所　Geological Survey of Japan

第1表　非金属鉱物生産量比較（1962年・1972年）〔単位　1,000 t〕

| | 1962年 | | 1972年 | | 生産量比率(%) |
|---|---|---|---|---|---|
| | 生産量 | 鉱山数 | 生産量 | 鉱山数 | |
| 硫黄 | 224 | 20 | 17 | 1 | 8 |
| 回収硫黄 | 9 | 6 | 479 | 32 | 5322 |
| 蛍石（精鉱） | 16 | 3 | 8 | 2 | 50 |
| 重晶石 | 38 | 7 | 66 | 6 | 174 |
| 鱗状黒鉛 | 3 | 3 | 1 | 2 | 33 |
| 土状黒鉛 | 0 | 1 | — | — | — |
| 石膏 | 800 | 26 | 459 | 9 | 57 |
| 石綿（温石綿） | 14 | 2 | 10 | 2 | 107 |
| （角閃綿） | — | | 5 | 3 | |
| 滑石 | 57 | 34 | 133 | 24 | 256 |
| 白珪石 | 462 | 125 | 1,812 | 47 | 392 |
| 軟珪石 | 2,139 | 56 | 5,312 | 71 | 248 |
| 炉材珪石 | 138 | 42 | 544 | 25 | 394 |
| 天然珪砂（精鉱） | 1,230 | 88 | 3,554 | 78 | 289 |
| 蛙目珪砂（精鉱） | 291 | 21 | 669 | 24 | 230 |
| 人造珪砂（精鉱） | 398 | 50 | 706 | 35 | 168 |
| 長石 | 48 | 36 | 62 | 16 | 129 |
| アプライト | 162 | 19 | 455 | 23 | 281 |
| さば | 9 | 4 | — | — | — |
| 陶石 | 181 | 41 | 322 | 44 | 178 |
| カオリン | 72 | 24 | 127 | 27 | 176 |
| ダイアスポア | 5 | 4 | 1 | 4 | 20 |
| ろう石 | 532 | 108 | 1,365 | 92 | 256 |
| ろう石クレー | 267 | 46 | 307 | 39 | 115 |
| 頁岩粘土（精鉱） | 282 | 25 | 479 | 13 | 169 |
| 木節粘土（精鉱） | 439 | 140 | 566 | 83 | 129 |
| 蛙目粘土（精鉱） | 183 | 29 | 538 | 68 | 294 |
| ドロマイト | 1,796 | 37 | 2,723 | 39 | 152 |
| 石灰石 | 49,964 | 426 | 134,197 | 335 | 268 |

この10年間の経済成長からみると，1～2倍にしか出産量の増加しなかつた非金属鉱産物は，生産が鈍化したものと考えられるものである。長石・陶石・カオリン・木節粘土・クレー用ろう石は良質の鉱石の涸枯，採掘の困難性の増加などによつて生産はあまり伸びていない。重晶石の生産は黒鉱鉱石の選鉱の副産物として産出する割合が多く，その生産量は黒鉱の産量に左右される。ドロマイトは海水から回収されるマグネシアの生産の増加の影響をうけている。

2倍以上に増加したものは，一応経済成長に見合つた生産増をとげた非金属鉱産物と考えられる。これらのうちには，この10年間に生産量は増加したが，品質的には低品質のものがより多く利用されてき，それによつて量的に増加したものが含まれている。滑石・ろう石はこの例である。蛙目珪砂・天然珪砂はともに，板ガラス・壜ガラス・鋳物砂の需要増にともなつて生産量が増加した。軟珪石はセメント用の珪酸質岩石で，セメントの増産に比例して生産が増加している。アプライトとして統計されているものの大部分は滋賀県下の優白質花崗岩で，タイル工業の盛業を原料面で支えて生産を伸ばしてきている。石灰石は

セメント生産の増加に比例して増加した。

著しく生産の増加したもののうち，回収硫黄は10年間に53.2倍に増加した。これは大気中の $SO_2$ ガス規制という公害防止使命のため，石油精製の際に原油に含まれる硫黄分を元素硫黄として回収するもので，急激に生産が伸び，同時に天然硫黄鉱山を休廃止に追いやつた。白珪石は本来ガラス製品，製鋼用に用いられた珪石を統計すべきであるが，最近は土木用に利用されるもの(道路バラス)まで含まれているので見掛上の増加である。同様のことが炉材珪石についてもいえる。

以上が通産省の公表された統計資料にみられる最近10年間の非金属鉱物の生産の推移である。

## III わが国の非金属鉱物の産出状況

わが国の非金属鉱物を地質時代胚胎岩石別に分類すると第2表のようになる(砂礫は除いた)。ここにあげた非金属鉱物は多少とも採掘されたものはほぼ掲げてある。以下各論の参照にされたい。

## IV 各 論

### 硫黄

硫黄(S)の鉱石には，硫黄を元素硫黄として回収可能な鉱石と，酸化硫黄 ($SO_2$)，硫酸の形で回収する硫化鉱(または硫化鉱石)がある。硫化鉱と呼ばれるものには，①種々の金属鉱床から黄鉄鉱 (pyrite)，ときに磁硫鉄鉱(pyrrhotite)として回収されるもの，②銅亜鉛の硫化鉱物(すなわち，黄銅鉱・閃亜鉛鉱)で，製錬の際に硫酸の形で回収されるもの，③元素硫黄鉱石を粗鉱のまま硫酸の元鉱とするもの，がある。またここ5～6年来大気汚染防止のため，原油中の硫黄が「回収硫黄」の名称で回収され，その生産量が増大し，元素硫黄鉱を産出する鉱山を圧迫し1973年3月で，日本の硫黄鉱山は全部休止した (最近の情報では，九重山付近で少量の噴気硫黄を採取しているとのことである)。

日本の元素硫黄鉱床は，昇華硫黄鉱床・熔流硫黄鉱床・沈澱硫黄鉱床・鉱染状交代鉱床などの種類がある。このうち重要なものは鉱染状交代鉱床である。

主要な硫黄鉱山は，松尾(岩手)，白根，吾妻，小串，石津(以上群馬)の鉱山で，いずれも鉱染状交代鉱床の鉱山であつた。

世界の元素硫黄の産出の大部分は，メキシコ湾沿いのソルトドーム型鉱床，カナダ，フランスの天然ガスから採取回収されており，その比率は世界総生産量の75%を占める。ほかに「回収硫黄」，少量の火山性硫黄が採取されている。火山性硫黄は日本の硫黄鉱山が休止したため，現在は南北アメリカの数カ国が少量採取しているに過ぎない。

今後わが国で消費するすべての石油が，産出地で精製される時が来るまで，国内の硫黄鉱床の再開は困難であろう。

### 螢石

螢石($CaF_2$)は製鋼用，アルミ製錬用，冷凍機製造用に利用される鉱石で，最近の10年間で世界的に著しく生産の増加した鉱石である。わが国は生産量も稼行鉱山数も少い。

日本の螢石の産出は，1963年が最高で21,000 t，3鉱山で稼行されたが現在は岐阜県の平岩鉱山が唯一の稼行鉱山である。わが国の螢石鉱床には，接触交代鉱床，割れ目充塡鉱床，熱水性交代鉱床があるが，このうち割目充塡鉱床が重要である。品質的にみて，割れ目充塡鉱床は石英($SiO_2$)を含むのであまり良質な鉱石ではない。

螢石は世界で広く採掘されているが，割れ目充塡鉱床から産出するものが多い。1鉱床の規模は1～5万 t であるが，数～10数本の鉱脈が存在して大きな鉱山となる。石灰岩中の熱水性交代塊状鉱床は例が少ないが，数10万 t 以上の鉱体を作ることがあり，外国の螢石鉱床探査の際は一応心にとどめる必要がある。また最近は，鉛・亜鉛鉱床の随伴鉱物としての螢石，かつての選鉱硑(ズリ)中の螢石も注目されている。

第2表　わが国の非金属鉱物の産状

| 地質時代 | 胚胎岩石 | 非金属鉱床 |
|---|---|---|
| 古生代 | 堆積岩 | 石灰石，ドロマイト，チャート（珪石）〔赤白珪石〕* |
| | ・飛驒変成岩** | 石灰石，ドロマイト，黒鉛 |
| | ・被広域変成作用 | チャート→珪石（三河珪石型） |
| | ・被熱変成作用 | チャート→珪砂（高蔵寺型） |
| | （中生代末花崗岩） | 石灰石→珪灰石，ザクロ石，螢石 |
| 中生代 | 堆積岩 | 石灰石（日高，鳥の巣型），膨脹頁岩，耐火粘土，珪砂 |
| | 酸性噴出岩類（濃飛，高田流紋岩） | 陶石（飛驒） |
| | ・被熱変成作用（中生代末花崗岩） | ろう石（山口） |
| | ・中生代末花崗岩の後火成作用 | ろう石（広島，岡山） |
| | 中生代末花崗岩（領家型） | |
| | 中生代末花崗岩（苗木上松型） | 長石・珪石(ペグマタイト)，アプライト，優白質花崗岩，さば |
| 新生代 | 古第三紀堆積岩 | 膨脹頁岩，カオリン質耐火粘土(下盤型)，ベントナイト(北九州) |
| | 新第三紀堆積岩 | 蛙目粘土，木節粘土，珪砂，蛙目珪砂，珪藻土(秋田，能登)，ベントナイト，ゼオライト，燐鉱，マール（能登)，石灰石（相良)，火山ガラス（長野，福島） |
| | 酸性噴出岩 | 陶石，パーライト，カリ石英粗面岩，ゼオライト（福島） |
| | 第三紀花崗岩の後火成作用 | ろう石（長野，栃木)，螢石<br>黒鉱鉱床にともなうもの　石膏，重晶石，セリサイトMg-クロライト<br>金属鉱床にともなうもの　金銀鉱脈―カオリン（関白)，珪石（佐渡)，Mo，W 鉱脈型珪石（山梨，京都） |
| | 第四紀堆積岩 | 珪藻土（岡山)，ハロイサイト（伊那，栃木)，石灰石（沖縄） |
| | 第四紀火山岩(熔岩) | 陶石(有田)？　パーライト(北海道，有田)，パミスフロー(伊豆) |
| | 第四紀火山岩(放出物) | シラス（南九州)，パミス（榛名，浅間)，スコリア（伊豆大島） |
| | 鉱化作用・変質作用（温泉作用） | 珪石（硫黄鉱床にともなうもの）明礬石，鉄明礬石，カオリン（秋の宮)，ハロイサイト（大村） |
| | 砂鉱床 | 珪石（長崎，佐賀） |
| 各時代 | 超塩基性岩 | 石綿（温石綿，角閃石綿)，滑石，ヒル石，カンラン石，ヒスイ，曹長石，蛇紋岩，ドロマイト，マグネサイト，クロム鉄鉱（耐火物用） |

* 赤白珪石は一般に古生代の輝緑凝灰岩，チャートの境に存在するが，生成時代，生成作用は未詳。
** 飛驒変成岩の一部には先カンブリア時代の岩石がありうる。

わが国の螢石の国内需要はほとんどタイ国，中共，南ア，韓国から輸入している（1972年約29万 t)。今後も国内の生産増はまつたく期待できない。

### 重晶石

重晶石の主要な用途は石油井掘削のボーリン用泥水に使用するもので，最近は需要が急増している。

わが国の重晶石は，かつては熱水性鉱脈鉱床，網状鉱床からも産出したが，現在はすべて黒鉱鉱床の副産物が，黒鉱式鉱床から産出する。1972年の生産量は10年前の1.7倍に増加した。主要産出鉱山は，小坂(秋田，黒鉱)約3.8万t，田代(福島，黒鉱)約1.2万t，南白老(北海道，黒鉱式)約1.1万tである。

もちろん国内の生産量(1972年6.6万t)ではその需要はまかないきれず，輸入(1972年，8,000 t)に依存するところが多い。今後も国産の重晶石の急増は望めないが，同じような需給のパターンを続けて行くことになろう。

### 石膏

石膏の主要な用途は，石膏ボード(建材)，セメント混和剤に用いるものである。

世界各国から産出する石膏はすべて蒸発鉱床(evapolite deposit)からのものであり，この型の鉱床は埋蔵量も莫大であり，品位も良い(石膏の品位は $SO_3$ の含有量で表現する習慣で，石膏の理論値は $SO_3$ 46.6%である)。わが国の天然石膏は黒鉱式の鉱床で，層状および緑色凝灰岩，黒色頁岩中の塊状鉱体として産出する。品位も $SO_3$ で25～35%で，セメント混和用にしか使用できない。黒鉱鉱床は噴気堆積型とよばれる浅海における火山噴気熱水から沈積したものといわれるが，塊状の石膏鉱床は黒鉱鉱床生成時の堆積鉱床，海底岩盤中の交代鉱床と，生成後のダイアピール作用による塊状貫入鉱床であろう。

わが国の天然石膏の生産は，1962年の80万tを頂点として減少をたどり，最近の10年間に生産量は60%減少し，鉱山数も26から9鉱山に減じた。国内の主要な石膏鉱山は，鰐淵(島根)約22万t，松代(島根)約5万t，花岡(秋田)約5万tである。

セメント生産に必要な石膏はセメント1t当り約3kgで，1971年のセメントを基に必要とした石膏量は約188万tである。このうち天然の石膏は約50万t，残りは化学石膏によつて補なわれている。化学石膏は，燐酸工業，チタン工業，弗酸工業などの諸工業の副産物として回収されるもので，1971年約290万t，このうち約170万tは，石膏ボート，プラスターなどの建材に向け出荷されている。化学石膏の品位は $SO_3$ 42～46%である。

セメント工場によつては化学石膏よりも天然の石膏を好んで使用するところが多いため，天然の石膏が急激に産出が減少することはないと思われる。将来わが国の燐酸工業が燐鉱石の輸入から燐酸の輸入に切換えられることがあれば，セメント用の石膏として国内の石膏鉱山の生産が増加することが考えられる。

### 長石

長石は陶磁器原料特に釉薬に利用される非金属鉱物原料である。長石の生産量は最近の10年をみるに，ほぼ5～6万tで著しい変化はない。長石は国内産の原料でほぼその需要をまかなうことができるが，不足時には，インド，韓国などから輸入し，あるいは南ア産の葉長石(petalite)を輸入した。

長石は花崗岩ペグマタイトから産出する。鉱業的立場からみて，長石を産出するペグマタイトはその分布が限られている。すなわち，西南日本(および新潟県)では，白亜紀末に活動した花崗岩類のうち，領家帯の北方に分布し，領家帯の花崗岩よりやや遅れて活動した角閃石の少ない黒雲母花崗岩に伴なうペグマタイトに，また阿武隈地区では新期の花崗岩のペグマタイト中にのみ産出する。稼行されたペグマタイトの規模は，比較的大きなもので100×25×25m大，小さなもので30×10×15m大のもので，長石を産出するペグマタイト岩体における長石と石英の比率は6：4となつている。

陶磁器原料として採掘されている長石は白色～淡紅色の微斜長石で，長石の化学成分から長石のノルム値を計算すると，Or 58.7～78.8%，Ab 17.8～39.0%，An 0.7～3.6%となり平均 Or 69.6%，Ab 28.0%，An 2.4%となる。

著名なペグマタイト長石の産出地は金丸鉱山(新潟県)で，1972年に約2万tを生産した。福島県の阿武隈地区は古くから長石の産地として著名であるが，1972年には僅かに2鉱山，約400tとなつた。1965年

頃からは愛知県瀬戸市南方，岐阜県多治見市付近で，風化花崗岩中から浮選法によつて長石を回収しており，現在は長石不足の心配は全くなくなつたといつてよい。

**アプライト**

窯業原料として使用されているアプライトなる語は，陶磁器原料に用いられているが，岩石学的用語でいうアプライトとは，ほとんどアルカリ長石・石英・斜長石からなる岩石であり，さらに2種の別がある。1つは，本来のアプライトで窯業原料に使用できるものであり，脈状をなしており，他は優白質花崗岩と呼ぶべきもので，花崗岩体中に大塊状をなして産出する。前者は良質の原料であり後者は一般にタイル素地用のような下級原料である。

岩脈状アプライトには，岐阜県釜戸鉱山(最上)，長野県藪原鉱山と他1箇所(岐阜県，休止中)の3カ所しか稼行されたことがないものである。「アプライト」なる商品名で採掘されている優白質花崗岩は，ほとんど滋賀県下のいわゆる田の上花崗岩体中からのみ産出する。現在までに約30岩体が採掘され，平均的規模は140 m×70 m(平面)，深さは20～50 m位迄採掘が進んでいる。この地区で最も良質といわれているものは，阿山鉱山（三重県）の鉱石である。この種の「アプライト」には岡山県の山手鉱山の鉱床が稼行された。

釜戸鉱山の鉱石は，Or 25.1，Ab 37.0，An 2.5，Q 34.9%で，$Fe_2O_3$ 0.19%，滋賀県のものは Or 30.1，Ab 34.1，An 3.8，Q 32.0%，$Fe_2O_3$ は0.05～1.2%である。

釜戸鉱床は1962年3.0万 t，1972年2.1万 t の生産でほぼ採掘されたとみられる。滋賀県のアプライトは1962年12.5 t，1972年40 t で，豆タイルの生産の増加とともに生産量を急増してきた。

釜戸鉱山の鉱床のような岩石岩的アプライト鉱床は，苗木・上松型花崗岩中に今後も発見されるであろうが，大きな鉱体の発見稼行されていることは少ないと思われる。滋賀県で産出する優白質花崗岩で窯業原料で使用できるものは，田ノ上岩体中に今後も発見され稼行される（陶磁器の産地の中京地区に近く地理的に有利である）が，他地区では広島型花崗岩分布地域も有望である。

長石，アプライトのほかに窯業原料として利用されているものに，アルカリに富む流紋岩がある。このようなものは東北地方，特に福島，山形，秋田県下に知られているが，長い間採掘されてきているのは，安達陶石(福島県)で，岩石学的には黒雲母流紋岩であり，$Na_2O$ 1.7，$K_2O$ 5.2%を含む岩石である。

他に利用されたことはないが，新潟県姫川地区の蛇紋岩体中には，多くの曹長石岩 (Ab 90%) が知られている。

**珪灰石**

珪灰石は陶磁器原料のうち，タイル素地原料として良い性質のあることがみとめられ，わが国では1958年頃に調査されたことがあるが採掘されるに至らなかつた。その後，岐阜県の春日鉱山(ドロマイト鉱山)の一部に良質の鉱体が発見され，月200～500 t の割合で出鉱されてきた。

珪灰石はスカルン鉱物として石灰岩と花崗石をともない，あるいは灰鉄輝石などの鉄分を含有する鉱物をともなつている。

**石綿**

石綿には温石綿のほか青石綿，アモサイトなど多くの種類があるが，世界的に主要なものは温石綿である。青石綿，アモサイトなどは南アメリカから主として産する。日本には良質な石綿(繊維の長いもの)はほとんど産出せず，需要のほとんどは輸入(27.4万 t，他に石綿製品を輸入1972年)にたよつている。

わが国に産する石綿には温石綿と角閃石綿とがある。ともに蛇紋岩体中に産出する。温石綿は北海道山部地区から少量ながら産出を続けてきている(1965年頃採掘を休止したことがある)。これが現在唯一の温石綿産出地である。

石綿はわが国で乏しい資源であるので国産の温石綿生産増は期待できない。

**クロム鉄鉱**

クロム鉄鉱には耐火物用，金属用，化学用と品位によつて異なる用途がある。わが国は戦時中から戦後にかけて北海道地方から良質のクロム鉄鉱石を産出したが，現在は鳥取地区の広瀬，若松の２鉱山から耐火物用のクロム鉄鉱($Cr_2O_3$ 20～30%)を産出するにすぎない。1972年には116万 t のクロム鉄鉱が輸入されている。

耐火物としてのクロム鉄鉱の重要性は年々わづかながら減少しており，この傾向は今後も続くものと考えられる。

**珪藻土**

わが国から産出する珪藻土は粘土分が多く，濾過助剤として使用できるものは少なく，ほとんどが断熱材，保温材に利用されている。

日本の珪藻土のうち現在稼行されているものは，第三紀層中のもので〔秋田，宮城(円田)，石川(能登)，大分，鹿児島〕で，第四紀層のものは，岡山県八東地区のもののみである。珪藻土の生産量は1972年約27万 t で，岡山8.5，秋田7.4，石川6.0万 t の産出である。

**石灰石**

わが国から産出するあらゆる非金属鉱物資源のうち，生産量が著しく増加したものは石灰石である。最近の10年間に5,000 t 万から１億3,000万 t と2.7倍に増加している。石灰石の主要な用途であるセメント用の需要が著しく増加したことはもちろんであるが，石灰石のセメント用の消費比率は，この10年間に66%から64%に多少減少しているので，農業用，土木用など，その他の用途向けも同じ比率で増加している。

わが国の石灰岩は古生代から第四紀まであらゆる地質時代の堆積岩中に産出する。しかし現在ではその生産量の97%は古生代の石炭紀一二畳紀の石灰岩の採掘によつている。石炭紀一二畳紀以外の石灰岩として採掘されているものは，中生代の石灰岩として，北海道渡島の我朗の石灰岩(約250万 t，1972年)，日高累層群中の東鹿越地区の石灰岩(約38万 t)が主なものである。

以上のほかの地質時代の石灰岩としては，飛騨変成岩中の石灰岩がかつて採掘されたことがある（石川県石動山)。鳥の巣の石灰岩（中生代）は福島県相馬地区のものが，石灰用に採掘されたことがあり，四国でも多少採掘されたらしい。第三紀の石灰岩としては，静岡県相良地区の石灰岩が採掘されている。石川県能登半島に分布する石灰泥岩（CaO分が25％前後含有する）が採掘され，古生代の良質の石灰岩と半々に配合してセメントを生産したことがある。この石灰泥岩は第三紀層中のものである。第四紀の石灰岩としては，奄美大島から沖縄に分布する珊瑚礁石灰岩が主として土木用に採掘されている。

前述したように石灰石の生産は10年間に2.7倍に増加したが，これは鉱山数が増加したわけではなく，１鉱山の採掘規模が増大したためである。すなわち，1962年には，100～199万 t 産出の石灰石鉱山は１鉱山，200～299万 t ３鉱山，であつたものが，1972年には，100～199万 t 19鉱山，200～299万 t ８鉱山，300～399万 t ２鉱山，400～499万 t ５鉱山，500～599万 t ２鉱山，900万 t 台１鉱山，と大規模鉱山が飛躍的に増大している。これは採掘・搬出機械の大型化，火薬の改良が原因となつている。

1972年の400万 t 以上の生産鉱山は，伊佐(山口，約900万 t)，三輪(埼玉，約590万 t)，戸高津久見(大分，約570万 t)，鳥形山(高知，約490万 t)，小野田津久見(大分，約490万 t)，東谷(福岡，約470万 t)，日鉄津久見(大分，約440万 t)，秋芽(山口，約430万 t)である。

わが国には北海道から沖縄にかけて東北，中国地方の裏日本および九州の西北部を除いてほぼ各県に石灰岩は分布している。大きな岩体としては，葛生(栃木)，甲武山(埼玉)，青海(新潟)，伊吹一霊仙一藤原(滋賀，三重)，帝釈(広島)，秋吉(山口)，平尾台(福岡)，津久見(大分)などの石灰岩体が採掘されている。これらの岩体は種々の社会的制約によつて新らしく開発をはじめることが困難なところが多い。したがつて今後は残された大きな石灰岩体の開発が進められるであろう。残された大きな石灰石岩体としては，伊那(長野)，久慈一岩泉(岩手)，阿哲(岡山)，川上(岡山)，大野ケ原(高知)などの岩体であるが，そ

の一部はすでに開発の準備がなされている。しかし，これらの岩体の開発にも，社会的な制約がもうけられることと思われるので，石灰石が豊富に存在するといわれていたわが国でも，今後10年を待たずして石灰石の採掘が困難になる時代が来ることも考えられる。

### ドロマイト・マグネサイト・海水マグネシア

ドロマイトの主要な用途は製鋼用の耐火材で，ほかに板ガラス・肥料・プラスター用として使用されている。ドロマイトは最近10年間に1.5倍に生産が増加している。稼行鉱山数はほとんど増加していないから石灰石同様鉱山の稼行規模が増大している。

わが国のドロマイトは石灰岩にともなつて産出するもので，したがつて古生代のものが多く，採掘されているものはほとんどこの時代のものである。古生代以外のものとしては，北海道富良野の日高累層群中のドロマイトが少量採掘されたことがあるほか，第三紀中新世に属するものとして，北海道渡島から青森県西海岸沿いに分布するものが知られている(採掘されたことがない)。また飛騨変成岩中にも存在することが知られている。

1972年全国で39鉱山から270万tのドロマイトが採掘されているが，地区別では栃木県葛生地区が圧倒的に生産量が多く，全国の約80%に当る211万tが産出する。ついで岐阜県の約13%，36万tである。主要鉱山は，大叶(約48万t)，日鉄羽鶴(約30万t)，村樫(約25万t)，田沢大釜(約23万t)で，いづれも葛生地区の鉱山である。

ドロマイトは葛生，岐阜の2地区に集中的に分布しており，その他は，四国から九州にかけて小鉱体が点々と分布しているにすぎないので，今後もドロマイトの生産はこの2地区からの生産が国内の生産の大部分を占めてゆくことは疑いない。この2地区以外では飛騨変成岩中のドロマイトが多少期待されようが，発見がむずかしい（変成作用を受けていないドロマイトの露頭は，象皮状を呈するので発見し易い。沖縄本島の北はドロマイトの大岩体が知られているが，珊瑚礁のため搬出が困難で，稼行される望が乏しい。

マグネサイトはわが国では蛇紋岩中の塊状岩体として山口県に知られており，肥料用として採掘されたにすぎない。

海水中に溶存しているMgイオンは，消石灰$Ca(OH)_2$によつて，$Mg(OH)_2$の形で沈澱させ，焼成して MgO（マグネシアクリンカー)の形で耐火物として利用されてきている。日本は海水からのマグネシアの生産国で，現在5社8工場から約$400\times10^3$tのマグネシアクリンカーを生産している。マグネサイト鉱床の存在しないわが国は以前はマグネサイトの主輸入国であつたが，現在はマグネシアクリンカーを輸出している。

(1974年10月21日受理)

地学雑誌 83, 6 (1974)

# 解放後の中国における地理学研究の動向

保柳睦美*

**Transformation and Advancement of Scientific Researches of the Geographical Problems in Modern China, Exemplified by the Contents of *Acta Geographica Sinica* since 1957 and by the Scientific Publications dealing with Geographical Researches.**

Mutsumi HOYANAGI

## I 地理学報 (*Acta Geographica Sinica*, 1957-59)の論文からみた地理学研究

1949年に中華人民共和国が成立してから現在までの間に，この国の地理学的調査，研究の動向も，かなりの変遷を経てきたようである。しかしこれを適確につかむことはむずかしい。日本との国交が長い間なかつたので，中国での地理学的論文や調査報告書が系統的に入手できなかつたからである。この間でも気づいたものはできるだけ入手したり目を通していたが，結果的には断片的な資料の集積にすぎない。だから，これらからその動向を論ずることは大胆にすぎるが，いずれ近いうちに両国間の文化交流の促進によつて，種々な事情が明らかなところであろう。それまでの間のつなぎとして，まず地理学報の論文を手がかりとして概観を試みる。

地理学報(季刊)は中国地理学会(1930創立)の機関誌で，戦前には歴史地理的論文や地理教材を主体とした内容のものであつたが──終戦後，京城大学からの引揚げによつて現物のすべてを失つたので，正確な記憶は薄らいだ──，戦後の中国地理学会は竺可楨(中国科学院副院長，気象・気候学者，1974・3 逝去) が理事長となつて自然科学調査研究団体の一員となり，戦前とはちがつた調査研究方向がうち出された。しかし1957年以前の地理学報は断片的にしか見ていないので，どうやら通覧することができた1957-59年の諸論文を最初にとりあげてみる。

なお地理雑誌としては地理知識 (月刊，のちには地理，隔月刊) もあるが，これは教材がおもだからここでは触れないこととする。中国の地理学研究と地理教育とは，はつきり区別して考える方が混乱を招かないからである。

**地理学報，1957，第23巻(中国地理学会編輯)**

**第1期** ヴェ・ゲー・レベデフ：ソ連における地形学の現況と国民経済発展に対する役割．楊懐仁・兪序君・韓同春：山西省南西部黄土地形の発達と地形区分．高由禧・章名立：東亜季節風の問題と特性．崔友文：黄河中流の乾草原と森林草原における土壌保持のための草種と造林樹種の問題．章巽：元の“海運”の航路について．陳伝康：景観概念は正しいか．

**第2期** エー・エム・ムルザエフ：乾燥地域の自然地理区分について．デー・エリ・アルマンド：自然地理学の組織農業地域における役割．周起業：わが国の農業区画の基本問題．葉匯：北江下流の河道変遷．楊級章：湘江流域の水文地理．龐枕生：中国内における農業指標温度の出現日数，持続日数と積算温度．曾昭璇：わが国南海沿岸の最近の昇降問題，劉廸生：鳥瞰図の投影と透視．

**第3期** デー・ヴェ・パンフィロフ：中国熊蜂(Bombus) の分布．陳吉余：長江三角州河口の階段地形の発達．曾昭璇：韓江三角州．朱震達：山西省北西の朱家川，県川河流域の地形．李見賢：地形地質図からの立体図の透視投影方法．馮縄

* 東京地学協会 Tokyo Geographical Society

武："景観概念は正しいか"を読んで．李世英・汪安球・蔡蔚祺・黄大榮・王慶瑞：植物地理学からみたツァイダム盆地の中国自然区画における位置．劉培桐：譚貼源同志をいたむ．

**第4期** アー・ゲー・ヴォロノフ：各地理区における動植物の関係．任美鍔・楊成：湘江流域のある種の地形と第四紀地質の問題．方俊：等面積緯度，等量緯度 地理緯度の関係．陳述彭：地図学研究の方向と任務の問題．李文房：工業配置における自然要素と技術経済要素の役割．黄盛璋：川陝交通の歴史的発展．盧其尭：灌漑地の小気候状況．劉廸生 小縮尺の段彩地形図の編成問題．

1958．第24巻（前と同じ）

**第1期** イー・ヴェ・サモイロフ：ソ連地理学の発展過程．黄秉維：ソ連に学び，ソ連に感謝．アルマンド・トカチェンコ：森林帯の調査に用いる統計方法を，自然界の相互関係の分析に応用する．施雅風・陳夢熊・李維質・易任明：青海湖とその付近の自然地理，ことに地形的研究．司錫明・馬瑞俊：開封付近の地形と土地改良利用の諸問題．鄭斯中：北京における冬季の土壌凍結過程の分析と凍土の深さの計算．楊鈞：巣肥運河．胡煥庸：江蘇南通専区の人口密度．譚貼源：中華人民共和国の行政区域区分．徐兆奎：クレッシーの反動地理学思想の批判．

**第2期** アー・ゲー・バンニコフ：動物地理学の原則，方法，仲務．ヴェ・エヌ・ルイシュク：ソ連の地理人員と製図人員の製図作業における配合．銭寧：沖積河流の安定性指標の問題．郭敬輝：中国の地表流形成の自然的要素．張栄祖・楊安峯・張洁：雲南南東縁の獣類動物地理学特性の研究．崔友文：四川北西部と昌都地区の植物地理調査．曹廷藩：経済地理学が当面する論争問題に関する意見．孫敬之：前記論文を読んで．陳静生：フェルマン著"景観地球化学概論"の紹介．

**第3期** イー・ペー・ゲラシモフ：日本で開かれた国際地理学大会と九州紀行．楼桐茂：陝西無定河流域の地形的諸問題．趙松喬：内蒙古自治区の地形条件の土地利用に対する価値．鐘功甫：珠江三角州の"桑基魚塘"と"蔗基魚塘"．朱震達：黄土丘陵地区の侵蝕地形の数量方法応用研究．鄭斯中：華北の霜凍気候の特性．崔之久：コンカ山の現代氷河の観察．

**第4期** アー・ゲー・イサチェンコ：景観図作製の基本原則，方法，意義．黄秉維：中国総合自然区画の草案．汪占霙：長江流域の侵蝕模数等値線の編成と分析．李濤・湯奇成：新疆マナシ地区山地河川の表流形成と推算．黄盛璋：西安の都市発展による給水問題と今後の水源の利用と開発．楊栄祥：陝西農業気候指標温度の問題．呉伝鈞：ソ連の地理機構とソ連地理学発展の状況．丘宝剣：総合気候学の簡易方法．趙世還："水経注疏"を読んでの疑問．

1959，第25巻（中国地理学会，中国科学院地理研究所編輯）

**第1期** エム・ペー・ペトロフ：オルドス，東アラシャン，黄河中流の河谷砂の鉱物成分とその成因．耿寛宏：起砂風と流砂．北京師大地理系人民公社規画組：経済地理の人民公社計画における役割．江愛良：華南冬季の気温降下の基本的特性．劉昌明・張雲枢：甘粛内陸河水の特性の分析．北京大学地質地理系自然地理専業：十三陵ダム流域の水利資源，水土流失調査，水利開発と水土保持計画．張栄祖：生産の実践に役だつ動物地理調査法．地理専業会議：組織の力，さらに大躍進のための準備．

**第2期**（中国地理学会，中国科学院地理研究所，南京大学地理系，中国科学院南京地理所編輯）張仝鋳・宋家泰・蘇永煊・呉友仁・蘇世栄・胡栄仙：農村人民公社経済計画の経験．宋家泰・張同鋳・蘇永煊・蘇世栄・呉友仁・胡栄仙：江蘇省淮陰専区の農業区画．任美鍔・包浩生・韓仝春・王飛燕 黄培華 雲南西部金沙江河谷の地形と河流争奪問題．林承坤・陳欽鑾：下荊江の自由曲流の形成と変遷．

**第3期**（中国地理学会，中国科学院地理研究所，華東師範大学地理系編輯）竺可楨：ドイツ地理学者，博物学者アレクサンダー・フンボルト逝去100年を記念して．シュワルツ：オットー・シュワルツ博士のわが国におけるフンボルト100周年記念会での講演．黄秉維：アレクサンダー・フンボルトの生涯と貢献．程路・楊万鈡・金家相・呉建藩整理：江蘇省蘇錫地区の農業区画．陳吉余・虞志英・惲才興執筆：長江三角州の地形発

遷. 陳吉余・僤才興執筆：南京呉淞間の長江河道変遷過程. ソ連専門家の"中国総合自然区画草案"に対する意見摘要.

**第4期**（中国地理学会，中国科学院地理研究所編輯）イー・ヴェ・サモイロフ：中国の陸地水文学における地理学，地球物理学，工学の結合問題. 楊吾楊・蔡清泉：新疆マナシ川流域の綿花基地の経済条件. 楊級章：川西マルカンミアロリン区の自然景観. 祁延年・王志超：関中平原と陝西高原南部の地形と新地質構造運動. 厳重敏・陸心賢・鄭国安：杭嘉湖地区の水土資源の総合利用問題. 中国科学院黄河中游水土保持綜合考察隊：土地の質的評価の意義と水土保持利用計画への応用.

**第5期**（中国地理学会，中国科学院地理研究所，広州中山大学地理系，中国科学院広州地理研究所編輯）中山大学地理系植物土壌教研組及自然地理専業3，4年級学生：広東省の土壌区画. 鄒斯中・沈建柱：長江流域の大気水分の循環. 唐永鑾・余顕芳・覃朝鋒・古秋森・黄棣絲・顔同添・徐国旋：広西僮族自治区西半部，石山区の自然地理的特色と石山区景観類型およびその評価. 曹廷藩・張克東・周同・秦文清・鄭夫敵：広西十万大山地区の土地の合理的利用問題. 朱震達：砂漠改造における地形学研究の任務と方法.

**第6期**（中国地理学会，中国科学院地理研究所，中国科学院吉林分院地理所，吉林師範大学地理系編輯）アー・イェ・プロブスト：各工業部門の合理的配置における運輸の役割. 丁錫祉・ヴェ・ヴェ・ニコリスカヤ：黒竜江流域の地形的特色と農業に対する意義. 楊級章：ツァイダム盆地托拉海河西区の自然景観. 黄錫疇・劉徳生・李禎：長白山北側の自然景観帯. 孫肇春：東北地区の新構造運動とその自然地理における役割. 唐永鑾：全国総合自然区画に決められている熱帯指標に対する意見と，広西南西部の熱帯境界線区画の考察.

地理学報編集委員会

侯仁之（主任）　黄秉維　孫敬之　施雅風（以上副主任）王乃樑　仇為之　呂炯　羅開富　林超　侯学煜　任美鍔　曾世英　周廷儒　譚其驤（以上常務編集）　丁錫祉　王徳基　文振旺　陳述彭　李春芬　夏開儒　鍾衍威

以上の諸論文を通覧して気がつくことを列挙すると

1）ソ連の地理学の影響が強いことが第1である。ほとんど各期の巻頭にソ連地理学者の論文が掲載されているばかりでなく，ソ連地理学の現状の紹介やソ連地理学者の指導，助言による調査，研究が多数を占めている。これを反対の面からいえば，中国地理学会副理事長，中国科学院地理研究所長　黄秉維が"ソ連に学び，ソ連に感謝"(24巻1期）の文を書いているように，ソ連の地理学者たちの尽力のほども察せられる。しかしソ連から派遣された地理学者の間にも，それぞれの専門分野における見解や主張の相違があつたことにとまどつたらしく，この傾向がいくつかの論文の内容にも反映されていることは興味がある。さらに各論文末のアブストラクトも，はじめのうちは英文のものが多いが，あとになるほどロシア語が優勢となり，英文のものはほとんどなくなる。

2）各論文の文献も新しいものほど中国語とロシア語のものが大部分となるが，時には日本の学者によるものもあつて，研究がそう偏狭ではないことを示す。このことはフンボルト逝去100年記念号ともいえるものが出ていることからも察せられよう。しかし一方では，アメリカの地理学者の見解にきびしい批判を向けているものがあることも見逃せない。これに対して戦時中に日本で発表された多数の論文の大部分が無視されていることは，日本への反感からとはうけとれない。引用されている少数のものも，そんな取扱いはされていない。それよりも日本のものは欧米の学者の研究，調査の翻訳や紹介がおもで，日本の学者自身の研究論文といえるものは，ごく少なかつたことが関係していることと思われる。これはわれわれとしても反省しなければならない点であろう。

3）戦前に優勢であつた古文献の考証を主とした歴史地理的論文や人文地理的のものがごく少数となり自然地理あるいは自然環境の調査に関するものが圧倒的に多い。これもソ連地理学やソ連地理学者の指導の影響によるものであろうが，また一面では戦後の中国社会では，こういう方面の研

求され，地理学もこれを通して新しい国
土建設に奉仕することを目ざしているもの
られる。そんなわけだから諸論文中に出て
語もソ連流の中国語訳だから，日本流に解
早呑みしてはいけない例が少なくない。

新しい国家国土の建設に資するといつて
策を振りかざしたものではなく，国策樹立
つ基礎的調査が重視されていることは注目
る。また研究対象や調査地域はほとんど国
のに限られているが，国土が広大であるだ
ケールが大きいことも見逃してはならない
ある。

1959年以後の地理学報は年6冊の刊行とな
集者には中国科学院地理研究所をはじめ，
国立大学の地理系が名を連ねるようになつ
。この事情はよくわからないが，おそらく
理学会が国策樹立に寄与する学会（実際の
地理研究所で行われている）であることを
る一方，執筆者を中央に集中させないで―
までは数において，中国科学院地理研究所
筆のものが断然多かつた――地方の調査研
にも門戸を開放して協力を求める意図から
のであろう。それだけに号によつて調査地
点も少しちがつているし，協同調査による
増加した。また内容的にも，明らかに国策
することを主眼としたものが含まれるまで
つている。

### 地理学報（1961-66）の論文からみた地理学研究

のち何か特殊な事情が起つたらしく，1960
また日本では地理学報が入手できなくなつ
は1959年から紙質が目だつて悪くなり，こ
だけでも何か社会的に不利な状況に陥つた
ことを予感させた。のみならず科学通報
）の1960，3期（2月）には，中ソ同盟十周
う文が諸科学者から寄せられているのに対
9期（5月）になるとその巻頭には郭沫若
学院長）の「毛沢東思想の紅旗を高く挙げ
学の高峰に一層速かによじ登ろう」との文
され，12期（6月）の巻頭には張勁夫（科学
長）が強い語調の檄文を掲げている。これ
らに続いて「毛沢東思想を指導原理として中国の科学を推進しよう」との強烈な口調の意見が巻をおつて諸科学界から提出，掲載されるようになつて，何か政治，思想の上で異変があつたことを想像させた。

あとからわかつたことであるが，1959-61年に華北・華中にかけて大旱害が起り，人民公社の不成績と相まつて経済的に非常に困難な状況におかれた。これに加えてソ連との間に思想的衝突があつて1960年にはソ連から派遣されていた専門家が引揚げ，両国間の多くの契約が破棄されるという大事件が起つていたのであつた。したがつて中国は非常な危機にさらされていた。このために地理学報の刊行もしばらく中絶したか，それとも外国への流出を禁じたものか。そののち入手できたものも，27巻 1961，12月（第何期とも書いてない）からである。このへんの実情は，いずれ後日判明することであろう。そこで以下これ以後の論文の題目を掲げる。また現在の中国にはどんな研究機関があるかを知るための一助として，少し繁雑になるが寄稿者の所属機関名も併記する。

**1961，12月，第72巻（北京編集小組）**

銭寧・周文浩・洪柔嘉（水利水電科学研究院河渠研究所・黄河水利委員会水利科学研究所黄河下游研究組）：黄河下流網状流路の特性と成因の分析．丘宝剣・盧其尭（中国科学院地理研究所）：わが国の熱帯―南亜熱帯の農業気候区画．陳述彭（中国科学院地理研究所）：総合地図集の計画と区域特性の反映．研究成果簡報　張丕遠・陳思久（中国科学院地理研究所）：北太平洋地区の海面水温と気温の諸特性．問題討論　任美鍔・楊紉章（南京大学地理系）：中国自然区画問題．秦閔民（蘭州大学地質地理系）：自然区画中の“主導因素”の原則的論討．高国棟（南京大学気象系）：わが国の自然区画中における青蔵高原区と西北乾燥区東部の境界問題の研究．南京師範学院地理系：全国総合自然区画に対する意見．

**1962，第28巻（地理学報編輯委員会）**

**第1期**　徐淑英・高由禧（中国科学院地球物理研究所・中国科学院地球物理氷雪凍土研究室）：

わが国の季節風の進退とその期日の決定. 劉沢純・劉振中・王富葆(南京大学地理系)：チョモルンマ(エヴェレスト)山・ハンテングリ山・祁連山諸峰付近の第四紀氷河発達の比較. 王懿賢(中国科学院地理研究所)：華南の冬季半年の気温低下の特性. 左大康・徐兆生・王継琴(中国科学球地理研究所)：華北平原地区土壌中の熱量交換. 李文漪(中国科学院地理研究所)：湖南省洞庭層泥炭の花粉分析とその地質時代および古地理問題. 唐錫人・薄樹人(中国科学院自然科学史研究室)：河北省の明・清時代における乾旱情況の分析. 問題討論 唐永鑾(中山大学地質地理系)："南亜熱帯季節風林のラテライト化土壌地帯" の区画問題. 邱振民・徐倫虎(武漢測絵学院)："中国総合自然区画" の分級単位系統に対する意見.

**第2期** (中国地理学会地理学報編輯委員会, 中南編輯小組)

汪安球(中国科学院地理研究所)：欧亜大陸の荒漠草原における褐色土地帯の自然条件と土壌の形成. 徐淑英・高由禧(中国科学院地球物理研究所・中国科学院地球物理氷雪凍土研究室)：西蔵高原の季節風現象. 鄭斯中・楊徳卿(中国科学院地理研究所)：中国大陸上空の水分含有量. 黄新華・曾水泉・易紹楨・汪晋三(中山大学地質地理系)：西江三角州の塩害問題. 鍾功甫(華南師範学院地理系)：広東農業地帯について. 問題討論 易紹楨・徐俊鳴：中国総合自然区画に対する諸意見. 劉胤漢(陝西師範大学地理系)：中国自然区画問題に対する意見.

**第3期** (中国地理学会地理学報編輯委員会, 東北編輯小組)

左大康・弓冉(中国科学院地理研究所・中国科学院河北分院地質地理研究所)：中国における太陽直接輻射・散射輻射と太陽総輻射との関係. 陳橋駅(杭州大学地理系)：古代鑒湖の興廃と山会平原の耕地水利. 陳静生(北京大学地質地理系)：華北平原の景観とその地球化学的特性. 鄭威(中国科学院地理研究所)：天然資源の調査と空中写真分析. 陳伝康(北京大学地質地理系)：ソ連景観学の発展の現状と動向. 問題討論 景貴和(吉林師範大学地理系)：自然区画についての基本問題. 秦権人(遼寧師範学院地理系)：1962年自然区画学術討論会紀要.

**第4期** (中国地理学会地理学報編輯委員会)

厳欽尚・夏訓成(華東師範大学地理系・中国科学院新彊分院)：新疆額爾斉斯河と烏倫古河流域の地形発達. 範錫明(青海省地質局)：柴達木盆地北西部冷湖地区の地形概論. 唐永鑾・謝永泉・汪晋三・麦栄基・鄧尚桐(中山大学地質地理系)：広東主要景観類型の生物地球化学的特色. 陳才(吉林師範大学地理系)：経済地理学の発展動向について. 黄盛璋(中国科学院地理研研所)：歴史上における黄河・渭河と揚子江・漢江間の水陸連続運河とその貢献. 問題討論 鸞廷奎等(開封師範学院地理系・河南省地理研究所)："河北省の明・清時代における乾旱情況" に関する意見.

1963, 第29巻(中国地理学会地理学報編輯委員会)

**第1期** 楽嘉祥・王徳春：(水利水電科学研究院水文研究所)：中国の河流水の化学的特色. 喬威西(湖北省気象科学研究所)：湖北省の歴史上の水旱問題と太陽活動永年変化との関係. 中国地理学会経済地理専業委員会 経済地理学と自然条件との関係の評価(1962年学術会議討論の基本的結論). 陳述彭(中国科学院地理研究所)：現代地図学における若干の特色. 王乃樑(北京大学地質地理系)：フランス地形学の現状. 楊吾揚(北京大学地質地理系)：生産販売地区画に関する原理・方法の紹介と経験. 鸞廷奎(開封師範学院系)：クラッツェル著 "都市気候" の書評. 問題討論 湯鎮福(合肥師範学院地理系)："華南の冬半年の気温低下" の原因の検討.

**第2期** 沈玉昌・楊逸疇(中国科学院地理研究所)：西部雲南, 金沙江争奪の新研究. 周廷儒(北京師範大学地理系)：新疆第四紀陸層堆積の主要類型と地形気候発達との関係. 段月薇(中国科学院地理研究所)：熱帯季節風区域と弱季節風区域の大気環流の特色. 翁篤鳴(南京気象学院)：中国の気温年変化に対する太陽輻射の影響. 程鴻(中国科学院地理研究所)：四川省甘孜阿埧地区の農業類型の研究. 潘守文(南京大学気象系)：クズミーナ著 "積雪の消融過程" の書評.

**第3期** 傅抱璞(南京大学気象系)：起伏地形に

小気候の特色．劉森元（中国科学院地理研
：海南島の熱帯平衡．湯懋蒼（中国科学院蘭
物理研究所）：祁連山区の天気の日変化．
・李昭淑（西北大学地理系）：渭河下流の沖
の研究．柴岫・金樹仁（吉林師範大学地理
爾蓋高原沼沢の類型とおよびその発達と
馮縄式（蘭州大学地質地理系）：民勤オアシ
系の変化．李振泉（吉林師範大学地理系）：
地理学の発展動向について”を読んで．張
北京大学地質地理系）：李春芬編著“南アメ
地理的環境の構成”の書評．

期　劉静中（中国科学院地理研究所）：全国
状区画の研究．徐国昌・葛玲・呉敬之（蘭
気象台）：わが国の西北部，陝・甘・寧・
区の自然天気季節．李克讓（中国科学院地
所）：太平洋上のT．V．N．天気船観測
おける海洋と大気エネルギー交換およびそ
因子．許世遠（華東師範大学地理系・中国
高山氷雪利用研究隊）：中国天山の現代氷
の研究．黄秉維（中国科学院地理研究所）：
理学と土壌水分平衡—特にJ. C. WILCOX
文について．

**1964**，第30巻（中国地理学会地理学報編輯
委員会）

期　竺可楨（中国科学院）：わが国の気候的
その食糧作物生産との関係．周立三（中国
南京地理研究所）：農業区域の形成の変遷，
造とその区画体系について．程徳瑜・鄧剣
省気象学校・安徽省気象局）：安徽省淮北
冬小麦生育後期と乾旱風の研究．朱震達・
・呉功成（中国科学院地理研究所）：タクラ
砂漠南西地区オアシス付近の砂丘移動の研
題討論　李保如・趙文林（水利水電科学研
療研究所）：“渭河下流の沖積形態の研究”
，3の問題について．学術動態　中国地理
催第3回代表大会と1963年支援農業総合性
会．

陳建綏（中国科学院地理研究所）：中国地
射率分布と変化．呂炯・段月薇・鄭若露
学院地理研究所）：1959盛夏の北太平洋海
と大気環流との関係．陳吉余・羅祖徳・陳
徳昌・徐海根（華東師範大学）・喬彭年（水利水電科学研究院）：銭塘江河口の沙坎（sand bar）の形成とその歴史的変遷．銭寧・謝漢祥・周志徳（水利水電科学研究院）・李光炳（浙江省水利科学研究所）：銭塘江河口沙坎の近代過程．杜榕恒（中国科学院地理研究所氷川凍土研究室）：青蔵公路（崑崙山と唐古拉山間）の地形的特色の観察．鄭威（中国科学院地理研究所）：空中写真からみた東沙河の河道変遷．問題討論　厳欽尚・許世遠・任炳輝（華東師範大学地理系・中国科学院地理研究所氷川凍土研究室）：わが国の氷河，氷縁（周氷河）の研究発展に関する2，3の問題．

**第3期**　施雅風・謝自楚（中国科学院地理研究所氷川凍土研究室）：中国現代氷河の基本的特性．陳克造・黄第漢・梁狄剛（中国科学院蘭州地質研究所）：青海湖の形成と発展．厳重敏・劉君徳・孫大文・盧奇達（華東師範大学地理系）：蘇州無錫地区の農業発展と中・小都市との関係．陳明栄（西北大学地理系）：陝西秦嶺地区の農業気候の分析．鄺廷奎・彭芳草・李長付・周抜夫・盛福垚・張恒渤（開封師範学院地理系・河南省地理研究所）：河南省の歴史時代における干旱の分析．

**第4期**　伝抱璞（南京大学気象系）：農作物の種植密度（seeding density）と小気候．段月薇（中国科学院地理研究所）：最近80年間における北半球の冬夏気温の変化と振動．楊吾揚（北京大学地質地理系）：中国陸路交通の自然条件の評価と区画概要．範錫朋・汪寿南（甘粛総合地質大隊・青海総合地質大隊）：青海高原東部の滑坡（slip-off slope）．王嗣均（杭州大学地理系）：浙江東部姚慈稲棉区の農業動力資源とその利用平衡．鄒鴻基・温長恩・丁延曦・譚徳隆・陳華材・黄広輝・林鴻雄（中山大学地質地理系・中国科学院広州地理研究所・華南師範学院地理系）：県農業地図編成問題の研究—広東省中山県を例として．

**1965**，第31巻（中国地理学会地理学報編輯委員会）

**第1期**　銭紀良・林之光（中央気象局気象科学研究所）：中国の旱湿気候区画の研究．盧其尭・衛林・杜鐘朴・林振耀（中国科学院地理研究所）：中国の旱湿期と旱湿区画の研究．張家誠・管馥

生・斯公望(中央気象局気象科学研究所)：長江流域中・下流と河北平原の旱湿月における500 mb環流の特性の分析．劉培桐・王華東・張麗君・劉桂貞(北京師範大学地理系)：岱海盆地の水分化学地理．王明業・鄭綿平（中国科学院地理研究所・地質部地質科学研究所)：西蔵高原第四紀氷河遺跡．学術動態　中国地理学会1964干旱地区地理学術会議．中国地理学会1964化学地理学術会議．

第2期　蔣徳隆・厳済遠(上海中心気象台)：長江下流地区の夏季における干旱と極端な降水傾向の研究．左大康・陳建綏・李玉海・周允華（中国科学院地理研究所)：東亜地区地球—大気系統と大気の輻射平衡．李玉梅（中国科学院地理研究所)：東亜晴天対流層の長波輻射差額．陣橋駅(杭州大学)：古代紹興地区の天然林の破壊と農業への影響．徐俊名（中国科学院地理研究所西南地理研究室)：寧夏河東沙区砂丘砂の来源．研究方法評介　母河海：高程面積曲線(hyposographic curve)とその応用問題．学術動態　中国地理学会主催，地形と経済地理学術会議．

第3期　胡序威・胡聴主（中国科学院地理研究所)：工業分布の技術経済論証．楊懐仁・邱淑彰(南京大学地理系)：ウルムチ川上流の第四紀氷河と後氷期の気候変動．郭敬輝・鄧暖臨（中国科学院地理研究所・長江流域規画公室)：川西滇北地区の河流分類の研究．曹思爵・呉詩敦（甘粛省気象局)：甘粛中部地区の干旱気候．万正奎(黒竜江省気象科学研究所)：黄河中流地区輻射気候の特性．研究簡報　趙昭昞・呉幼恭・蔡文焰・陳玉仁(福建師範学院地理系)：福建省河田花崗岩水土流出区における溝谷の研究．陳明栄・振周崑（西北大学地理系)：秦嶺山地の太陽輻射の特性．

第4期　中国地理学会農業区画考察小組：わが国農業区画事業の新発展　黨俊城（広東省農業科学院)：広東省東莞県総合農業区画事業の方法．尹学良(水利水電科学研究院)：彎曲性河流形成の原因とその造床実験の研究．陳正訓・陳連宝（中山大学・広東省気象局)：華南降水永年変化の特性．楊恵秋・江徳昕（中国科学院蘭州地質研究所)：青海湖盆地第四紀層中の花粉組成とその意義．研究簡報　杭州大学地理系農業区画組：浙江省嘉興専区農業区画事業に際しての認識と体験．問題討論　伍光和(蘭州大学地質地理系)：わが国総合自然区画中における柴達木盆地の所属関係問題．

1966，第32巻（中国地理学会地理学報編輯委員会)

第1期　中国科学院広州地理研究所河南分所土壌地理研究組：河南省偃師県夾河地区の塩性湿地の形成とその分区処理の総合対策．蔣徳麒　趙誠信・陳章林：黄河中流における小径流の運搬泥砂の来源．中国気象学会安徽分会学術年会干旱小組：安徽省江淮丘陵地区の干旱問題の探究．劉全根・湯懋苍(中国科学院蘭州地球物理研究所)：中国における降雹気候の特性．研究簡報　山西省農業科学院農業資源総合考察研究所　県級農業区画の任務・内容・方法．繆鴻基・陳華材（中山大学地質地理系)：農業土地類型の研究と製図——珠江三角州中山，番禺県の例．問題討論　陳錫康：生産および販売区画の原理と数理的方法による新研究．

第2期　(1966．6．16)

高挙毛沢東思想偉大紅旗，積極参加社会主義文化大革命(解放軍報社論 1966．4．18)　千万不要忘記階級闘争(解放軍報社論 1966．5．4)　評"三家村"——燕山夜話．三家村札記的反動本質（姚文元，原載1966．5．10．上海「解放日報」と「文滙報」．本期転載「紅旗」1966．7 期から)　横掃一切牛鬼蛇神（人民日報社論 1966．6．1)　触及人們靈魂的大革命(人民日報社論 1966，6．2)

温灼如　唐海行（水利水電科学研究院水文研究所)：低温窪地における台畑と条畑の作用の研究．中国科学院地理研究所水文研究室：黄土斜面耕地の水土流失の計算方法．中国科学院広州地理研究所河南分所経済地理研究室：河南省偃師県における棉田類型と分区発展問題．研究短報　竜江県農業区画規画弁公室・黒竜江省農業区画規画試点工作隊：黒竜江省竜江県農業区画，規画の実験事業．広東省農業区画委員会東莞県試点工作隊：東莞県の風下地帯におけるバナナ・プランテーション帯の調査．

地理学報編集委員会

（姓の画数順序—簡化字—による)

王乃梁　文援旺　葉永毅　任美鍔　劉培
障鈎(副主編)　李秉枢　李孝芳　呂炯　楊
沈玉昌　厳欽尚　陳述彭　周廷儒(副主編)
林超　侯仁之　侯学煜　施雅風　銭寧
高泳源　陶詩言(副主編)　黄秉維(主編)
稲純枢　譚其驤

どは自力更生による研究であるが，通覧す
の研究には次の性格がうかがわれる。

ソ連地理学者の寄稿文はなくなつたが，研
や意見文の総計109編のうち，気候（氷期
候を含む）関係48，地形関係22，総合自然
の他の自然関係16，農業関係13，人文（歴
済・交通など）関係6，地図関係4となつ
然として自然を主体とした研究が圧倒的に
この点ではソ連地理学による素地が続いて
のとみることができる。のみならず，これ
献にはソ連のものも引用されていて，政治
も研究の方へは思つたほどの悪影響を及ぼ
ないことを示すし，研究の学的水準もそう
いるとは思えない。ただ論文のアブストラ
はロシア語のものが少なくなり，英文の方
なつている点は以前とちがう。

の寄稿者は，やはり中国科学院地理研究所
最も多くて全体の30%を占めるし，その内
候関係のものがおもである。これには竺可
意が反映しているものか。地理研究所とし
研究分野があまり偏してはいけないはずで
　他の資料から判断するとそうも偏してい
思えないが，気候的研究に関心が集つてい
のあることは否めない。他の寄稿者の所属
いろいろであるが，大学関係を除けば，地
攻の出身者であるかどうかはわからない。

自然関係の基本的研究といつても，結局は
国家建設の資料として役だつことを目ざし
であるから，実用地理学である点にはちが
い。それでも以前のものに比べると，その
多少の群別がうかがえる。

気がつくことは，河北・湖北・河南などの
代における干旱年の研究が出てきているこ
る。これらはおもに古記録によつてこの種
気象の出現状態を調べ，これを分布図に描
計的に処理したものである。これは新中国

としての歴史地理研究に1つの新しい面を開いたものとして注目されてよい。それと同時に，表面では大躍進のスローガンを掲げ，ジャーナリズムでは黄河や淮河流域の自然改造を誇示していたにもかかわらず，その裏面では1959–61年の大旱害による農産の減収（これには人民公社の失敗による人災もからんでいた）があまりにもひどかつたので，中国の地理学者たちは中国大陸の自然の威力の偉大さを改めて認識したことを物語るものであろう。

　一方，農業生産に関係がある気候学的調査も少なくないことは，中央政府が1960年末に農業を基本として自力更生の道を開く方針を決定したことに連関をもつものと思われる。このようにみるときには，これは“中国総合自然区画”問題が論議の焦点の1つとなつていることとも無関係ではないらしい。元来これは地理学報，24巻4期(1958)に黄秉維がその草案を出し，翌年の科学通報（18期）でこれをさらに修正，細分した案を発表したことにはじまる。1960年以後，この問題に対する意見の提出や討論が盛んに行なわれるようになつたのは，単なる学術問題以外に，諸地方の人々の生活に何か真剣な関係をもつ問題であることを暗示するものではなかろうか。

　3)　大気候の研究も依然として衰えていないが，日本流に考えると，地球物理学的研究が地理学の分野でも行われていることも特色の1つかもしれない。また氷河や氷河地形に関連する研究も少なくないが，地域は西域や辺疆地方のものに限られている点は注目に値する。これは現代氷河の分布から当然のことともいえようが，これ以外に辺疆地方の自然に関する調査報告も多いことに気がつく。これは本文の第Ⅲ，Ⅳ項で述べるように，戦後の中国では辺疆地方の学術探検的調査が驚くほど盛んになつて，新しいことが次から次へと判明し，この結果が科学院の諸研究所の機関誌上や単行本として発表されている例が多いのである。その一部が地理学報にも寄稿されたとみてよいらしい。

　こういう自然方面の研究論文に対して，人文地理関係のものはあまり目だたない。自然と結びついた大まかな農業生産や土地利用に関したものは

あるが，経済地理と名がつくものは，むしろ原理論の方がおもで，具体的研究成果の発表は稀である。これは統計数字や大縮尺の地図が使えない不便があつたり，ややもすると国策に対して具合が悪いような結論になる危険性をはらむことが原因かもしれない。それならばよいが，もしこれまでの具体的研究成果から，経済地理に対する地理研究所の評価が低いこと―この公算はある―から発するものなら，これは地理学にとつて問題が小さくない。

4) こうして32巻1期(1966)まではその内容にも大した変化がなく続刊されてきたが，2期になると突然に様相が変わる。しかもこれは地理学報だけのことではなく，物理・化学・気象・地質その他の科学系の学術雑誌や，文物，考古のような雑誌でも巻頭から同じような文が掲載されていて，極端な例ではその専門分野の論文や報告をほとんど欠く。これが文化大革命の学術雑誌への表面化である。そしてこれ以後は諸学術雑誌のみならず，中国科学院の機関誌，科学通報の刊行も絶えてしまい，文化大革命がどんなに大事件であつたかを物語る。

さて問題はこれで研究が一時すべて中絶したのか，また文化大革命後は研究方向に変革がもたらされたのか，である。現在(1974. 6)では科学通報をはじめ，多くの学術雑誌も複刊されるまでになつた。これらを概観すると，文化大革命でも研究は細々ながら続けられていたらしい。だから地理学研究も中断はされなかつたものと想像されるが，地理学報の複刊はまだである。これはなぜだかわからない。しかし地理学研究論文とみられるものが，他の学術雑誌に時折掲載されている。これからみるとその研究方向に大変化があつたとは思えないが，数が少ないので正確なことはわからない。なお文化大革命当時の中国地理学会では，理事長は竺可楨，副理事長は黄秉維，侯仁之，李秉枢，任美鍔であつた。

## III 1960までの地理学研究，調査書の刊行からみた動向

手許にある本の冊数だけは多い。しかし戦後の刊行書といつても，これらのなかには台北や香港で刊行された古い地理叢書の複刻本も含まれているし，北京や上海で出た本でも，早い時期のものは，研究や調査の名ではよべない小冊子がおもである。そこでこれらを除くと，学友の好意によるコピーを含めても，残りは少数になつてしまう。ほしいものを入手する道が開かれていなかつたので，中国書を取扱つている店で，偶然に目についたものを集めたにすぎないから，これもやむを得ないことである。だからこれから推定した動向には，独断や誤解が多いことと思われるので，そのつもりで読んでもらいたい。

1) **歴史地理研究書** 戦前の中国で刊行された地理書としては，上海の商務印書館版の歴史地理に関する本が最も信頼できるものであつたように記憶する。ここから戦後も古い地理書の複刻本も出ているが，新しい研究書も時々は見うけられる。たとえば王庸：中国地理図籍(1947, 56, 57)，鄧衍林：中国辺疆図籍録(1958)のように，中国の古地図の目録や解説を中心としたものがあるし，他の出版所からも新しいものとして，張国淦：中国古方志考(北京，中華書局，1962)のような地誌書目録も出ている。中華書局からは，このほか種々な歴史地理的資料も，歴史家の手によつて編集，出版されている。こうして伝統的な歴史地理研究が，まだ生命を保つていることを示すが，このなかにあつてすぐれた歴史地理研究書としてあげられるものに，岑仲勉：黄河変遷史（北京，人民出版社，1957）がある。これは各時代を通じての黄河下流の河道変遷状況について，古記録の再調査によつて旧来の定説に批判を加え，独自の説をたてた研究書である。古記録を中心とした研究調査といえば，文煥然：秦漢時代黄河中下游気候研究(北京，商務印書館，1959)もあつて，これはこの地域の古記録を驚くほどたんねんに調べて気候に関する記事を摘出し，当時の気候を明らかにしようと試みたものである。結論としては，平均的には現代と比べて大差はなかつたが，気温や降水量の変化が極端に大きかつた時代らしいとのことに終つているのは，過去の状態を，ある狭い地域の古記録の直接的あるいは物候的記事の摘出だけに頼る研究法の限界を示すもののようでもある。こういう古記録による調査研究法は，中国地

理事長竺可楨も戦前からしばしば採用して
法である。また，中国科学院地理研究所
主編)：中国古代地理名著選，第1輯（科
社．1959）もあるが，これが続刊されたか
も不明だし，古記録を頼りとする伝統的歴
書（地理というより，むしろ地名の考証を
する歴史研究書）刊行の中心は，台北や香
へ移つている観がある。しかしこの理由に
不明な点があるので，想像的記述はさし控

科学出版社刊行書の台頭と翻訳書の続出

門書とはいえないが，圧倒されるような大
会つた。Academia Sinica：Collected
fic papers, Meteorology 1919-1949.
, 1954)であつた。これは Synoptic meteo-
, Climatology, General circulation and
ic meteorology の3部に分れ，中国の一
象・気候学者が，これまで内外の専門雑誌
したすぐれた論文25編（英文または独文，
英訳）を集めた論文集で，600ページを越
で，この時期によくも出せたものと思われ
への堂々とした著書である。中国科学院副
可楨の序言によれば，この編集の動機は中
究が中国科学者の手になる優秀な論文を集
集し，後進者の研究への刺激にすることを
一つにしたことに発するという。すなわち
学院が科学的研究に実力を発揮してきたこ
よび中国科学の新しい方向への進歩の準備
つたことを示す。

科学院(院長，郭沫若)は1949年に国民党時
の科学院，北京研究院の研究所をうけつ
連のアカデミー制度を取入れて出発した国
に協力する研究機関である。そして付属出
して科学出版社をもつている。中国科学院
当時はこれに属す研究所も17にすぎず，地
所の所員数も少なかつた。そののち科学院
に拡大されたのみならず，諸省の主要都市
をもち，したがつて現在では地理学研究に
る所員数は全国的に大きな数に達している
思われる。こんな経過だけに，新中国の科
的成果の発表は，次第に科学出版社の刊行
る。

ここからの刊行書中で，地理学の立場からまず目につくものとして，中国科学院編訳出版委員会名詞室編：自然地理名詞(地形の部，1954)．同：地理小辞典(1958)がある。前者はこれまでまちまちであつた地形学の術語の統一をはかつたもので，正編には中国文名と英文名とが対照してあり，後編はこの逆に編集されている。こういう科学的術語の中国訳語表の刊行は種々な学科に及んでいるが，もつと広範な総合地質名詞(英中対照)は1957に刊行されている。これに対して後者はW. G. MORE：A Dictionary of Geography (Penguin Books)の訳であり，最後に英中対照表もあるから，手軽で便利な書である。

この種の刊行書から推定されることは，新中国の科学は過去の中華思想とは反対の態度で出発していることである。これを別な見方からは，先進国の科学に早く追いつくことを目ざした出発ともいえる。そこで外国の論文要旨の定期翻訳刊行物(地理では地理訳報)や研究の翻訳書の刊行が急増することになるが，地理学関係の単行本のおもなものをあげると，

中国地理学会編：ソ連地理学40年(1958)．イー・ヴェ・サパリエフ：河口変遷過程の理論とその研究法(1958)．アー・ゲー・イサチェンコ：自然地理学の基本問題(1958)．ヴェ・ゲー・レベデフ　現代地形学の基本理論と問題(1958)．任美鍔訳編　デーヴィス地形学論文選(1958)．エヌ・エヌ・バランスキー：経済地理学論文集(1958)．ヴェ・ペー・ボルブエフ：土壌と気候(1958)，アー・エム・シューリギン：土壌，気候と積雪．イー・ペー・ゲラジモフ：ソ連現代の土壌地理研究理論，問題，方法(1958)．アー・エヌ・クリメンコ：水土保持原理(1958)．エフ・エヌ・ミリコフ：自然地理区画とその内容(1959)．アー・カー・ロブコ等　地形図の読み方(1959)．ソ連科学院地理研究所編：アジア州の地形学と古地理学の問題(1959)．このほか科学出版社以外からも，たとえばエフ・エム・ツーポフ講義（華東師範大学地理系自然地理教研組訳)：普通自然地理(上海，新知識出版社，1957）も出ているし，この種のものは捜せばもつと見つかるであろう。

以上を一覧して気づくことは，排他的でない

が，ソ連への傾斜の度が大きいことである。これは当時の情勢から当然のことといえよう。

3) ソ連の学者との協前による辺疆の学術探検報告書　ソ連から派遣された学者の指導参加によつて，実地調査においても大きな事業が実施された。特に1959年に新しい調査方向，すなわち新疆・青海・甘粛・内蒙古方面の総合学術調査を通して，この地域の開発のための基盤を明らかにすることが国家事業として定められたので，中国科学院は地理・地質・土壌・植物・動物などの所属研究の専門家をはじめとし，北京・北京師範・南京・西北諸大学の地理系職員　甘粛・新疆の気象・農墾・水利の諸局その他の機関からの専門家を集めて中国科学院新疆総合考察隊を組織した。一方ではソ連の科学者たちもこの指導，援助に参加して，この地域の地形・地質・水文・土壌等の自然環境の調査を基本とし，さらに農・牧その他の経済状況の調査にまで発展することになつた。この調査は後年まで続けられたが，その成果をひとまずまとめたものが，中国科学院新疆総合考察隊・ソ連科学院地理研究所：新疆ウィグル自治区自然条件(論文集，1959)である。これは中間報告的なものらしいが，残念ながらこの論文集は日本では見る機会が得られなかつたので，これについては何も述べることができない。

1957年に開始された砂漠調査の結果についても同様である。辺疆地方には砂漠が広く，治砂がさし迫つた問題なので砂漠考察隊がソ連科学院の協力を得て組織され，内蒙古イクチヤオ盟・バインタラ盟・甘粛河西通廊・陝西楡林地区・寧夏平原の砂漠の調査が行われた。こうして砂漠の治砂・緑化について種々な方面から検討されたこの報告書も刊行されたことと思われるが，まだこれに接する機会に恵まれない。この調査はさらに発展したらしく，1958年には甘青地区総合考察隊が派遣された。これは祁連山・河西通廊・ツァイダム盆地・内蒙古自治区(賀蘭山以西)の自然や天然資源の分布，生産力状況やその向上法についての調査が行なわれたことだけはわかつている。

こういう調査によつて，まず水源地方の実態をつかむことの重要性が認識されたので，さらに高山氷雪利用研究隊が組織され，ソ連の専門家エリ・デー・トルフィンの指導のもとに1958年に祁連山を中心としての氷河，積雪状況の調査が行われた。この結果は，中国科学院高山氷雪利用研究隊：祁連山現代氷川考察報告(1959)として発表されている。これは岡山大学の河野通博教授の御好意によつて通覧することができた。大判で300ページに近いりつぱなもので，7隊に分れての調査結果が，それぞれ写真・測量図・種々な観測値などを基として編集され，豊富な地図も添加されている。したがつて"西北"の山地および氷河の研究には欠かせない貴重な資料である。このように中国の学界では，水源としての氷河，積雪の問題の究明に真剣に取組んでいることは，前にあげた地理学報の論文の上からもうかがうことができる。

ソ連の学者の指導，援助によつてはじめられた辺疆の学術探検的調査は，後年までその影響を残しているし，同じ性格の総合調査隊は，黒竜江流域(大興安嶺・小興安嶺・完達山・張広才嶺など)にも派遣されているが（この報告は，科学通報1962・5月の特集号ですませたものらしい),1960年以後はソ連の学者たちも本国へ引揚げてしまつたので，ソ連の地理学との関係刊行書のことは一応ここで打切る。

4) 中国の地理学者を主体とした調査，研究書

戦後の諸地域の開発を目ざすにつけても，広大な国土だけに諸地域の生産，経済その他の状況を明らかにすることが必要なことは，だれにも考えられるところである。おそらくこんなことからであろう，中国科学院として中華地理志経済地理叢書(孫敬之主編)の編集が計画された。その結果，内蒙古自治区経済地理(1956)．華北経済地理(1957)．東北地区経済地理(1959)．華南地区経済地理(1959)．華東地区経済地理(1959)などが出た。またこの叢書とは別に　中国科学院地理研究所：黄河中流西部地区経済地理(1956)．郭来喜：ホロンバイル経済地理(1959)．梁仁彩：広東経済地理(1956)なども刊行されている。これらを通覧して気がつくことは，諸方面の資料からの編集が主体となつているものと，実地調査の結果を重視して記述されたものとの相違である。前者は多方面にわたつているけれどもその引用文献には学術

的なものが少なく，したがって記述も平面的，紋切型の論調の部分が多く，地理学専門家でなければ書けない内容という性格が薄いし，用いられている統計数値も，その出所からみて信頼度に疑問がある。これに反して後者は交通不便な地方を取上げたものだけに内容的には不備な点もあるが，地域の性格の基本となる自然環境の究明もかなりよく行われていて，地域区分(区画)にも役だつ。地域区分は中国の国策樹立の上からも重要と考えられているらしく，1955年に中国科学院から派遣された調査団の報告書，周立三・呉伝鈞等：甘青農牧交錯地区農業区画的初歩研究(1958)もこの線に沿つたものである。これは広い範囲をわずか3カ月で調べたものだけに不備な点も多いが，実地調査の強味をもつている。この強味が前節で述べたような辺疆地方の総合調査計画の開始に関与しているものであろう。

もともと地域区分の実用的重要性は早くから気づかれていたもので，このための資料に重点をおいて編集が行なわれたと思われるものに，中華地理誌編集部：中国自然地理区画草案（中華地理誌叢刊　1号，1956)．東北区自然地理資料(同前2号，1957)．華北自然地理資料(同前3号，1957)等がある。この叢書はまだ続刊されたと思われるが，あとはまだ見ていない。しかしこの叢書では各項目ごとに専門の執筆者が並び，作文のない簡明な叙述であるのに加えて，戦前からの内外の重要な文献が網羅されていて，実用ばかりでなく研究にも役だつ資料集である。

中国科学院地理研究所は定期の刊行物として地理集刊をもつている。この第1号は1957に出たがその内容は，"永定河官庁峡の水土保持問題(趙松喬)"，"陝北長城内外の流動砂丘（鄒成)"であることから察せられるように，中国が当面する自然の脅威の対処法に関するもので，それぞれ1954年と1953年に行われた基本的現地調査の報告文である。このように地理研究所自身の調査でも，応用への基礎調査が重視されているが，残念なことにはこの続刊（雑誌の広告を通して刊行されていることは知ったが）を見る機会を得なかつた。もつとも当面する自然の脅威の一つとして，黄土地帯のことをもつと広く調べる必要があることはだれにも気づく。だから科学院に黄河中流水土保持総合考察隊が1954年以来組織され，地理・地質専門家が主となつて，この地帯の8地区についてこまかい基本調査を行なつた。その報告書が，中国科学院地理研究所：黄河中流黄土地帯溝道流域侵蝕地形とその対水土保持関係論叢(1958，これも河野通博教授の御好意によつて通覧できた）である。

これはいわゆる黄土生成論ではなく，それぞれの分担区域における土壌侵蝕状況を詳細に調べ，防止法の示唆にまで及んだものである。この調査と並行して農業生物研究所でも"梯田"の調査，研究を行ない，これらが基礎となつて黄土地帯の梯田化の発展，拡大化が実施に移されてきているのである。

中国人の専門家だけによる総合考察隊は黄土地帯だけではなく，ツァイダム盆地塩湖，雲南生物資源，華南熱帯生物資源，土壌（華北平原・内蒙古灌区・山西・長江流域）などの調査にも派遣され，それぞれに多数の地理専門家も参加しているが，これらのまとまつた報告書は1960年までには刊行されていない。

### IV　1960以後の地理学研究，調査書

**1)　学術大会の論文集，翻訳書その他**　ソ連との政治的不和とソ連から派遣された学者の引揚げは，さすがに中国の地理学界にも動揺と混乱を与えたらしく，これから立ち直るためにはげしい討論が行われた。このことは1961. 11. 28に上海で開かれた中国地理学会主催の地形，経済地理，歴史地理の3種の学術討論会の状況からもうかがうことができる。どの討論会でも，それぞれの分野の研究が，社会主義国家の建設にどのように役だつてきたか，今後の研究方向をどう改めたらよいかを根底問題とし，これに関して多くの論文が提出されたことが報道されている。

特筆に値するもののうちから簡単なことからあげると，歴史地理学討論会の席上で，中国地理学会にはこんどはじめて歴史地理専門委員会が成立したと宣言していることである。もちろん過去のような字句のせんさくに終るものではなく，どこまでも社会主義国家の建設と科学の発展に資する方向の研究でなければならないとの結論は当然

のことながら，その研究調査の具体例のなかには，歴史時代の自然環境や人間と自然との戦いの究明などが含まれていることは，いかにも新中国らしい。この歴史地理専門委員会の成立は，竺可楨や侯仁之（北京大学教授）の尽力によるものであろう。侯仁之は以前から探検的発掘調査をはじめていて，最近でもこの方面でなかなかよい仕事を発表している（たとえば侯仁之・俞偉超：ウーランブホ砂漠の考古発見と地理環境の変遷．考古，1973．2）。

地形学の討論会でも具体性のある多数の論文が提出されたらしいが，まだこの正式報告書に接していないので詳しいことはわからない。最も注目に値するのは経済地理討論会であり，そのありさまは，中国地理学会経済地理専業委員会：中国地理学会1961年経済地理学術討論会文集（1965）からうかがうことができる。これは時局を強調した開会の辞や問題点の報告のほか37編の論文が集められたものである。その内容は文字通り“百家争鳴”で，全国の大学や研究所からの参加者がそれぞれ熱のある口調で，経済地理学の対象・性格・方向・実践任務等について思い思いの意見を述べている。特色としては具体的研究成果の発表は一つもなくて理念に終始していること，および毛沢東の矛盾論や毛沢東選集およびマルクス資本論からの引用句がやたらに出てくることである。しかしこうした百家争鳴中でもソ連の地理訳書の句が引用されていることもあつて，学術的にはソ連流地理学を非難しているわけではないことには注意してよい。

中国地理学会の学術大会のことは，地理学報にその概要が掲載されることが多いが，ときには次例のように単独で刊行されることもある。中国地理学会1963年年会論文選集（自然地理学，1965）．同（地貌学，1965）．中国地理学会1965年地貌学術討論会文集（1965）。

これらはどれもある地域の具体的調査を基として，自然環境，地形（ただし，農業その他の土地利用，地域区分，災害などとの関係において地域をとらえたもの）を論じたものである。こうして地理学研究も落着きをとりもどしている上に，こんどは中国の学者の自力によつてなされた研究だけに，以前よりもむしろ重みを増しているし，実用への基礎研究の性格も明らかである。だから地誌の編集に際しても，こういう基礎調査資料を取入れないと，いつまでも新しい中国の科学的地誌にはならないで，型にはまつた教科書程度のものに終つてしまう。

ソ連の専門的著述の翻訳も依然として続けられている。たとえばペー・エフ・マケーフ：自然地帯と景観（1963）．汪安球等訳文集：地表塩分の遷移・累積・平衡（1963）．中国地理学会自然地理委員会訳編：化学地理の基本理論と方法（1963）．イー・ヴェ・ヴーリア：歴史植物地理学（1964）．ヴェ・ペー・ジジチェンコ：古地理研究法（1965）等々である。それどころか，大後美保：農業気象学通論（養賢堂1955）の中国語訳書（1965）もあつて，国境を越えて科学知識の拡大につとめていることを語る。ただアメリカ書の訳書があまり見当らないことは，やはり国際感情がからんでいるせいか。

**2）地理研究所の刊行書**　機関誌である地理集刊は，以前よりもむしろ基本的研究の方に重点がおかれている。たとえば第6号（1963）と第9号（1965）は“気候学”特集で，これまでの観測資料を基としての中国全体や東亜，さらには北半球全体の気候学的研究である。これらのことは長期予報の資料として重要な意味をもつので，こういう広範囲の研究が要求されてきたものであろう。一方では第8号（1964）のように“干旱区自然地理”の特集号もあつて，これは中国の乾燥諸地域の自然改造に役だつことをねらつた論文集である。これも気候の調査が主体となつているし，砂丘地の水分状況，砂丘の移動や風蝕の実測も行なわれている。こうして乾燥地域の開拓問題は，通俗書や宣伝書の記述のようなことで片づくものではないことを教えているし，諸論文の文献も世界的に求めている態度には好感がもてる。

もう一つ注目に値することは，1965年から中国動植物候観測年報が刊行されるようになつたことである。これには竺可楨の尽力が大きかつたと想像される。既刊のものは22省のおもな町を中心とする地区の植物150種余について，1963年における萌芽・開花・果熟・変色・落葉などの月日，9

物の出現日・終鳴日などを調べて表にした
ある。こういう資料が累積して行くことは
古記録の科学的解釈にも役だつし，この一
ける各種の等候線図を眺めただけでも，中
'地大”がうかがえる。

研究所では近隣諸国の地誌書の編集もやつ
。これまでに出たもののうちで見たものは
地理(1958)，フィリピン地理(1964)ぐらい
ないし，今後どの範囲まで拡大される計画
らないが，予想外に地味な記述である。そ
国諸地域の経済地理叢書とちがう点は，文
羅的と感ずるくらい広く内外(日本を含む)
が掲げられていて，この表だけでも日本で
に便利を与える。なお地理研究所の同じ編
名で，ほとんど同名の小冊子が科学出版社
ら出版されている場合がある。これはソ連
のにもよくみられるように，教材あるいは
を対象とした読物だけに，内容も原著書の
摘要ではなく，外国の侵略や搾取その他の
社会・経済面の方を強調したものだから，
混同しない方がよい。

辺疆の学術的調査書　　新疆総合考察隊の
1960年以後も中国人だけで継続され，この
開発に対して特に重要な意義をもつ地下水
て調査報告書が，中国科学院新疆総合考察
国科学院地質研究所・中国科学院新疆分院：
下水(新疆総合考察叢書，1965)として刊行
。これはターリム，トルファン盆地辺縁部
水状況を，地形・地質・化学分析的に調査
果の報告文や，多くの断面図・平面図・化
表などが含まれているりつぱな本である。
読めば，よくこれだけの調査が実施された
感心する一方，かんがい水路さえ拡充すれ
シスの拡張ができるというような単純な問
ないことがわかる。

考察隊との直接関係はよくわからないが，
査も中国科学院治沙隊によつて継続されて
1959年以後も新疆・青海・甘粛・寧夏・内
どの砂漠地に多数の調査員を派遣してい
れによつて広い分野からの治砂研究が行な
1961年には治沙科学研究総結会議が，1964
干旱地理学術会議が開かれた。そしてこれ
らの報告を基礎とした治沙隊の機関誌　治沙研究(最近のものは第7号，1965)は，その内容をますます充実させた。これには地理研究所員による調査をはじめ，多くのすぐれた観察・測定・実験結果などが掲載されていて，砂漠に対する従来の知識や解釈に修正を必要とする部面が明らかにされてきている。

一方，高山地方の氷河の調査にも力が注がれていて，1959年には中国科学院高山氷雪利用研究隊は天山に氷河観測点を設けて，氷河面積の拡大や縮小，氷河の流動，これらの現象と気候や水文との関係の調査を定期的に行なうこととした。さらに1961～63年には氷河表面の輻射と熱量平衡，氷雪面の蒸発，成氷過程，融氷と河流などまで観測分野を拡大した。このうち1962～63年の成果をまとめた14の論文を含むものが次の書である。中国科学院地理研究所氷川凍土研究室：天山ウルムチ川の氷河と水文研究(1965)。これは氷河研究のうちでも物理学的研究面に重点をおいた報告書である。

ヒマラヤの氷河調査も長い間にわたつて行われている。1960年に中国登山隊はチョモランマ（エヴェレスト）の登頂に成功し，1964年には科学調査隊を派遣した。この調査は文化大革命中にも行われて，1966～68には多科学的総合考察隊がエヴェレストを中心とする広大な地区の自然の多方面の調査に従事した。この正式報告書はまだ出てこないが，概要の報告は雑誌に掲載されている（中国科学院西蔵科学考察隊：我国西蔵南部珠穆朗瑪峰地区の自然特性と地質発展史，科学通報，18巻1期，1973)。

4)　隣接科学の調査書　　これは調査隊組織の母体が地理学会や地理研究所ではないだけのことで，実際の調査，研究には地理学専門家も大いに関与しているものである。この部類に属す刊行書はたくさんあるが，ここでは次の3種が代表的なものとして掲げるにとどめる。

a．中国第四紀研究委員会・中国氷川研究工作中心連絡組：中国第四紀氷川遺跡研究文集(1964)。表題の件については1957年に小冊子として出たものがあるが，こんどのものは新しい調査による論文集である。まず李四光は自分の持論である低位

氷河説を裏づける論文として，本書の巻頭に華北平野北西辺部に氷河遺跡があるとの主張文を掲げ，続いて同意見者が四川竜門山・大興安嶺・大別山・東秦嶺・太行山東麓等における低位氷河遺跡を論じている。しかし李四光を中心とするこの説には，中国内でも以前から異論があったので，李四光が先年逝去しただけに，今後はどのような方向をとるかは予断を許さない。

b．中国科学院地質研究所(劉東生等)：黄河中游黄土(1964)．同：中国的黄土堆積(1965)。これはともに大版のりっぱな本である。前者は1955年以来，ことに1958年以後の野外調査と室内研究の成果で，1/150万の色刷り黄土分布図も付いている。これに対して，この成果を基として中国全体に拡大させてまとめた1/400万の“中国黄土分布図”に関する詳細な説明書が後者である。

中国の黄土は早くから内外の学者の関心を集め，戦前には日本からもこの調査に出かけた人も少なくなかつた。しかし日本の学者の知識には，リヒトホーフェン・アンダーソン・シュミットヘナー・バーバーなどの欧米の学者の観察が根底となつていたし，広くて交通不便な黄土地帯をこまかに調べることは，戦前には望めないことであつた。ところが戦後は中国の地質，地理の専門家がここを詳細に調べた結果，黄土の生成時期，分類，厚さなどに多くの新しい知識が加えられた。したがつて日本人の戦前の知識と，中国人の調査結果による現在の知識との間には，断層があることを認めないわけには行かない。

黄土もいまでは早更新世(泥河湾期，$Q_1$)のものには午城黄土(古黄土)，中更新世(周口店期，$Q_2$)のものには離石黄土(老黄土)，晩更新世(馬蘭期，$Q_3$)のものには馬蘭黄土(新黄土)などの名が与えられているが，このように変遷した黄土研究史の概略が前書のはじめに解説されている。具体的調査．研究としては，黄土層中の埋蔵土，各黄土の諸地方における堆積状況，各黄土の粒度的・鉱物的・化学的成分，堆積期の気候状態，現在の侵蝕状態などに関することがすいぶん進んだ。のみならず各黄土の厚さの分布図までも作られていて，これに比べるとクレッシーの黄土分布図(1934)などは問題にならない。後書には“中国黄土分布図”が付いていないので，せつかくのこまかい記述も読者にはとらえにくい点もあるが，この不便は劉東生・張宗祐(1962)：中国的黄土，(地質学報，42巻1報)，に付いている同名の図によつてある程度は補うことができる。この図では黄土は満州平野，ターリム盆地やジュンガル盆地の山麓部にかなり広くその分布が認められている。要するにこれらの調査報告書によつて，われわれの黄土に関する知識も，大いに改めなければならない点が出てきていることは留意に値する。

c．中国科学院古脊椎動物与古人類研究所：陝西藍田新生界——現場会議論文集(1966)。戦後の中国では考古学的発掘が盛んに行われてきたことは周知の事実であるが，これらの実施には地理専門家も参加している場合が多かつた。したがつて発掘に関連する地理学的見解を記載した書が多いが，ここでは上記の一書を代表してあげる。

1963年に陝西省藍田県城に近い陳家窩村で猿人の下顎骨らしいものが発見された。そこで翌年に古人類・考古・地質・地理・歴史等の専門家による総合考察隊が組織されたところが，県城に近い公王嶺の地層から頭蓋骨も発見された。この書はこれらに関連することの調査報告書である。全文はこの地域の新生代地層区分，地形発達史，古気候，古生物などを論じた12編の文の編集であるが，中心問題である猿人についての結論にはまだ達していない。しかし各報告文は，それぞれの専門の立場からまじめに書かれている。

この総合報告は1965年3月に北京で行われ，周口店の北京猿人よりも古い猿人との結論に達した。だから本書はこの前提となる報告文集である。この藍田猿人(*Sinanthropus lantianensis*)の発見は当時の中国の学界で大いに歓迎されたが，文化大革命後もこの結論が支持され，学名は直立人藍田亜種(*Homo erectus lantianensis*)と改められている(呉汝康：藍田猿人，文物，1973，6)。

以上は手許にある資料および実見した資料を主体として，新中国の地理学研究の状況を概観したものである。まだ実見しないが，このほかにも著者名，書名だけはわかつているものがいくつもあるが，これらを加えても戦後に刊行された重要な

地理学研究関係の図書全体の何分の1にしか当らないであろう。したがつて将来，さらに多くの論文や図書を実見する機会が得られればこの概論もちがつてくるであろうし，それが当然のことでもある。しかしこれまであげた研究論文や研究図書を基としていえることは，解放後の中国では，通俗的な宣伝書や教材書から想像されるものとはちがつて，最終的には新国家建設への奉仕を目ざしている（こういう方面に役だつと，いいわけのように強調している論文も時には見うける）とはいえ，地味でスケールの大きい調査，研究が行われてきたことである。

ところで1961年以後の研究論文のなかには，毛沢東のことばが引用されているものに時折出会う。しかしこれを外国人からみると，ない方がむしろすつきりするように感ずる引用の仕方で，これによつて論旨がゆがめられているとは思えない。端的にいえば，毛沢東思想への忠誠を側面から表現しているようなものである。しかしこういう句が挿入されることがあることも，現代中国の科学的論文の特色の一つともいえるが，妙な宣伝や政府のお先棒かつぎはやつていない。政府の宣伝機関は別にあるのだから，何も科学者が口を出す必要がないのであろう。ただ現在の中国社会は政治的に複雑であつて，種々な事件が続出する。そして結局，新しい路線が浮び上つてくると，これを支援する見解が学術部門からも出ることがある。すなわち現在のように"批林批孔"の時勢になると，たとえば中国科学院地理研究所水文研究室：堅持革命，反対倒退——狠批林彪的"克己復礼"，堅決走社会主義科学研道路（科学通報，1974.4）のような声明がなされることがある。これは，こういうことが必要で，かつ安全な中国社会であることを示すものであるが，それだからといつて，具体的調査，研究の方向に大きな変革がもたらされるものとは思えない。

最後に地図のことに少し言及する。中国科学院では1958年に竺可楨を主任委員，白敏・孫治方・黄秉維を副主任とする国家大地図編集委員会が成立し，"自然地理図"と"経済地理図"の2巻を世界的水準において作ることが決つたはずである（科学通報，1958，8期，12期）。しかしこれが果たして完成出版されたものかどうかわからない。また中国地理学報にも地図関係の寄稿が少数ながらあるし，中国地理学会大会の地図部会では地図についての種々な論議がいく度も行われている。しかし地図の刊行や地図学の発達水準を判断する具体的手がかりが得られない。もつとも測絵学報（季刊）をずつと調べれば見当がつくかもしれないが，この仕事にはまだ手をつけていない。

〔追記〕去る5月の東京地学協会総会で，地理学専門の会員から，「現在の中国では，地理学的研究としてどのようなことが行なわれているかを，地学協会の仕事として調べてもらいたい」との提案があつた。しかしこれらの資料を，これからどれだけ揃えられるかの見込みもたたないし，これらを紹介することは短日月にはむずかしい仕事であるので，差し当り，個人の手許にある資料を基とし，病床にありながら急いで概報的にまとめたのが本稿である。中国地理学報はまだ復刊されないが，そののち輸入された1970年代の中国科学・考古・科学通報などには，よい地理学的論文や報告が掲載されているし，中国の砂漠に関する単独刊行物もある。本稿の掲載が本号にまで遅れると，当然これらの研究も付加しなければならなくなる。しかもそれでは補遺が多くなるので，本稿は1974年6月入手現在として見てもらいたい。

（1974年6月25日受理）

地学雑誌 83, 6 (1974)

# 先カンブリア時代の鉄鉱累層

薗 部 龍 一 (抄訳)

## Precambrian Iron-Formations of the World*

Ryuichi SONOBÉ (Translation)

世界の鉄鉱累層概論；主要産出国における産状；変成作用を受けた鉱物群の変化；組織・構造；年代；古生態学的観察；堆積環境；成因論；などを17論文に分けて論及している。

**1. Harold L. JAMES**, Paul K. SIMS***: Introduction****(概論)**

先カンブリア縞状鉄鉱累層は，地球上の大きな鉱物宝庫の一つをなしていて，ほとんどすべての大陸のクラトンに，厚さ数100 m，水平方向への広がり数100～数1,000 km にも達する層序単位を造つている。これら鉄鉱累層の大部分は，タコナイトという低品位鉄鉱として，また他は高品位鉱床の原鉱の形で，現われ使われている。縞状鉄鉱累層の確定鉱量，または潜在可採鉱量は，現在のように年間10億 t 近い膨大な鉄鉱需要を賄い得る程，まことに大きなものである。

世界の鉄鉱累層は，経済的にも極めて重要であることが明らかとなつており，広域かつ長期継続調査の対象となつている。現在知られているのは，分布も恐らく主要鉱床のきわめてわずかなものだけで，それも化学的・鉱物的サイドというおもな事実だけに限られている。この面を認識することは，経済性の評価にはもちろん重要なことであるが，鉄鉱累層調査の大部分は，評価に実際欠くことができない現場の状態把握に費されている。しかし，年間を通じ，経済性を基調に置いて鉄鉱累層の調査に従事している多くの地質技師は，この不思議な岩石の成因と重要性の問題にひたむきな努力を傾けている。ごく最近では鉱山地質技師は，アイソトープ専門の化学者・古生物学者・鉱物学者ならびに理論地球化学者などの専門家たちと共同で調査を進めており，これら専門家の誰もが地球上の海洋・大気および生物などの進化発達史の中で，この大鉄鉱累層が，幾つかの重要な局面を物語るはつきりした見通しをつけていよう。

鉄鉱累層というすつきりしない名称が付けられているこの岩石は一体何なのか。幾人かの学者(例えば JAMES, 1954；GROSS, 1965；TRENDALL・BROCKLEY, 1970および BRANDT その他，1972参照）が定義を下しているが，鉄鉱累層の多くの種類のすべてを一緒に定義することは，あまりにも広汎し過ぎて，ごく当たり前の岩石を定義するのと異り，その著しく特徴のある面を打ち出せなくなるおそれがある。それ故，はつきりしていない鉄鉱累層の縁辺部にはかかわりなく，ここではただ中心区域について組成上および鉱物学的な範囲だけに記載を限りたい。物理的には，鉄鉱累層は薄層が積み重ねられたもので，岩石は著しく変成された構造上の特徴を備えている。一般に，鉱層は厚さ 0.5～3 cm，普通は mm 程度ないしはその何分の一かの葉層で積み重ねられている。成層状態は，組成いかんによつて異なる。チャートとは，結晶度に関係なく，漠然と珪酸分に富むすべての鉱物を対象として使つた言語であるが，鉱物学的には菱鉄鉱；菱鉄鉱に珪酸塩類をプラスしたもの；珪酸鉄類；磁鉄鉱に珪酸塩類をプラスしたもの；磁鉄鉱；磁鉄鉱と赤鉄鉱；または赤鉄鉱などから成り，鉄分に富む物質と互層していて，これらの含鉄鉱物類は，鉄鉱累層特有な地球化学

* Econ. Geol. Vol. 68, No. 7, Nov. 1973
** U. S. Geological Survey
*** Minnesota Geological Survey
**** 本文 pp. 913～914, 図 1

相を明示している。化学的に本岩は鉄と珪酸含量が極めて多い。アルミナの含量は，多くのサンプルで1％以下であり，またアルカリ類の含量は，ゼロに近い。鉄の含量は岩石の鉱物組成に関係する：相当な厚さをもつた炭酸塩相または珪酸塩相の鉄鉱累層の代表的分析値は，Fe 平均 25～30％であり，一方酸化相の鉄鉱累層（含磁鉄鉱または含赤鉄鉱）の代表的分析値は，Fe 平均30～35％で，チャートだけ，または鉄鉱物だけからできていて厚さ数 ft 以上もある鉱層は比較的にまれで，このような場合には一般に鉄と珪酸の含量は逆になる。

鉄鉱累層の成因論は，100年近くもの間活発に論争されており，これから後もしばらくは続きそうである。それでも仮りに岩漿・火成・交代などの作用や宇宙作用などに依存する仮説（例えば ALEXANDROV, 1973参照）をたてても，ほんのわずかの間だけのことで，真剣に鉄鉱累層と取り組んでいるほとんどすべての研究者たちは，その成因についての基本的な考えかたを，現在では化学堆積説においている。しかし，この説以外にも発表されているものは沢山あるが，納得のいくものはない。鉄と珪酸の根源は何であるか；どのようにして運ばれて来たものか；淡水・鹹水または海水，いずれの環境のもとで堆積したものであるか；また続成作用がいかに重要であるか；などは鉄鉱累層の成因を完全に理解するまえに解かなければならない重要な問題である。その問題を解くために簡単なモデルを考えたところで当てはまらないだろう。カナダの先カンブリア鉄鉱累層は，二大グループに分けられることを GROSS (1965) は提案している。つまり，Algoma タイプは，火成岩類をしばしば随伴し，成因的に恐らく火山作用に関連があると考えられるレンズ状鉱床であり；Superior タイプは，陸棚環境ないしは劣地向斜性環境というこれよりも広大な地域に堆積した鉱床である。世界中至る所に賦存する Superior タイプの鉄鉱累層は，多少の例外を除き，先カンブリア時代だけに賦存が限られているし，一方 Algoma タイプの鉄鉱累層は，先カンブリア時代・顕成代双方に賦存する。

最近の研究がもたらした，恐らく，最も意外な事実というのは，世界の大鉄鉱累層が，地球の歴史のうちで 1,900～2,500 m. y. 前という単一の期間内に堆積されたと思われることである (GOLDICH, 1973)。この堆積期に堆積した鉄鉱量は，いまでも埋蔵されていて，少くとも $10^{14}$ t とか，$10^{15}$ t という莫大なもので，鉄鉱累層中に含まれる鉄鉱合計量は，きわめて限られた期間内に堆積したものとしてはあまりにも莫大すぎることから古期と新期の鉄鉱累層がないもいえない。現在北アメリカの Labrador と Lake Superior 地域；Krivoy Rog と Kursk（ソ連）；南アフリカ；オーストラリアの Hamersley 層群；などの鉄鉱累層は，そのすべてが少くともほぼ同時代のものであり，厳密にいつても同時代といえよう。地球の歴史のうちで，この驚くべき出来事の原因なり，重要性については，いまだに十分説明されても，理解されてもいないが，既に提案されている幾つかのモデルに対し，この事実は手がかりとなる役割を演じている。

本書は，1972年11月10～12日ミネソタ州の Duluth で，Soc. Econ. Geol. と Univ. Minn. が共催して開いたシンポジアムで取り上げられたものである。会議では先カンブリア鉄鉱層の性状と分布の世界的視野に立つた評価；特別研究についての最近の状況報告；などが企画され，また鉄鉱累層の成因と内容の細かな分析について最終的な質疑が取り上げられた。本書に盛られている論文は，広域的分布；特別研究；総論；ならびに考察；という標題に概括される。

本書を John W. GRUNER に捧げる。彼は経済的にも重要で，また科学的にも魅力のあるこの鉄鉱累層について，世界中の誰よりも貢献している。その論文は1922年に初めて発表され，現在でも購読されている。論文には広域的分布；鉱物；化学；成因のほか，経済性評価まであらゆる角度から鉄鉱累層の地質を取り扱つている。世界の鉄鉱累層中，普通の造岩珪酸鉄鉱物として現在知られているミネソタアイトは，彼の出身地の州名にちなんで命名されたもので，50年以上も以前に，ある種の検鏡的形状をなしているものを生物源のものであると認めた最初の一人でもあつた。ミネソタ大学名誉教授 John W. GRUNER ほど世界

の鉄鉱累層に関して巨大な足跡を残した調査マンは見当らない。

**2. A. M. GOODWIN*: Archean Iron-Formations and Tectionic Basins of Canadian Shield** (カナダ楯状地の太古代鉄鉱累層と構造盆地群)**

太古代(2,500 m.y.以前)の鉄鉱累層は，カナダ楯状地の上部地殻群 (Supracrustal assemblages) 中に広く分布している。個々の鉄鉱累層は，比較的に小さなものであるが，合計鉱量は35,000×10⁶ t で，カナダにおける鉄鉱確定鉱量の25%に相当する。

太古代鉄鉱累層は，火山岩分の多いグリーンストン帯(または部)と関係が深い。個々の鉄鉱累層は，普通上部砕屑岩相に属する主としてソレアイト質～カルク・アルカリ質の苦鉄質～珪長質火山岩群とその近くのタービダイト鉱物群とを随伴する。この鉄鉱累層は，化学成分の出どころから推して火山作用に因るものであることがたやすく分る。

太古代鉄鉱相の分布は，概して，ごく当り前の世界中にみられる鉄鉱の堆積パターンと一致している。従つて，太古代盆地を構成する太古代の古期斜面上には上部から下部にかけて酸化相；炭酸塩相；および硫化相；の順で鉄鉱が存在し，それによつて盆地の解析に有力な手がかりを与えている。一般に酸化相はごく普通なもので，太古代鉄鉱累層の形状はたやすくそれとなく分る。硫化相と炭酸塩相の鉄鉱累層は，広域に分布しているわりに比較的薄く，途切れており，目立つものはない。太古代鉄鉱累層は，全部ではないが，大部分は火山性噴気源のエクスハライト (exhalite)に起因している。

カナダ楯状地のグリーンストン帯内にある既知の太古代鉄鉱累層を岩相別にプロットすると，沢山の太古代の大盆地が存在することが明らかにされる。各盆地は，現在でこそ構造が変形されて，主軸延長250～400 mi のだ円形輪郭を呈しているものの，本来は直径450～600 mi のきわめて円形に近い輪郭であつたものとみられる。盆地の縁辺部は，1）酸化相～炭酸塩相～硫化相への転移；2）アーク型をした珪長質火山岩類；3）中心部に近い礫岩(proximal conglomerates)；といつた岩相が三重に組み合わさつて三重岩相群域(triple lithofacies association) を成しているのが特徴である。さらに盆地内部では，硫化相の鉄鉱累層，ソレアイト質火山岩類，および細粒堆積物，などが特徴である。代表的な盆地では，グリーンストン帯が数帯取り巻いており，またバソリス状に累層群が現われている。

このタイプの太古代盆地は，第一級の地殻の特徴を表わしており，この初期の地殻の進化を理解することは，極めて大事である。盆地は隕石が落下する衝撃のために生成されたという仮説は考えられない。太古代には地熱の温度こう配が高く，変動性の地殻(mobile crust)も薄く広がつていて，特に垂直熱流が活発であつたことなどから推して太古代には，どちらかといえばこの盆地はマントルの熱水柱 (thermal plume) ないしは『高温の場所』(' hot spot ') から導かれたものではないかと考えられる。

**3. R. W. BAYLEY, H. L. JAMES*: Precambrian Iron-Formations of the United States**(アメリカ合衆国の鉄鉱累層)**

アメリカの先カンブリア鉄鉱累層で，最も厚く，また最も広く発達しているところは，ミネソタ・ウィスコンシンおよびミシガン3州に跨る Lake Superior 地域で，鉄鉱累層がこれよりも薄いところは，モンタナ，ワイオミング州やサウスダコタ州など Rocky Mts. 北部にある隆起の多い先カンブリア核内およびコロラド，ニューメキシコ，アリゾナなど南西部諸州などである。

Lake Superior 地域の Menominee, Marquette, Gogebic, Mesabi および Gunflint など各地区の主要鉄鉱累層は，推定年代が少くなも約2 b.y. に対比される。しかし岩質群域 (lithologic associations) や鉄鉱累層の細かい層序については，それぞれの間で大いに違いがある。各区域の

* Geol. Dept., Univ. Toronto
** 本文 pp. 915～633，図11

* U. S. Geol. Surv.
** 本文 pp. 934～959，図19，表5

層は，比較的浅い別個の堆積盆地を表わし，ただ時代的に先カンブリア中期には全区く同時代の堆積物によつて被われていた。累層の厚さは，約100～2,000 ft 以上で，魚卵状酸化相から炭酸塩相および珪酸塩相にわたつている。典型的に酸化していない含鉄品位は25～35%の範囲である。ミシガンは厚さが600 ft 程の鉄鉱累層が新期の Ba-aint River 両層群中に賦存しており，菱鉄チャートがおもな岩石のタイプで，鉄鉱累層地向斜性の硬砂岩，スレートおよび苦鉄質火などと互層している。Lake Superior 地域る硫化相鉄鉱累層の唯一の主産地は，Iron 地区で，そこでは35～40％の硫化鉄鉱をOft 層が，Paint River 層群の菱鉄鉱質鉄鉱被われている。

ky Mt. 北部地域の鉄鉱累層は，広域を領しているというものの，Lake Superior 地鉱累層に比べると，厚さもかなり薄く，ま程広く発達していない。大部分は，厚さ以下で，実際に全鉄鉱累層が著しく変成，受けていて，磁鉄鉱と石英とがおもな組成なつており，両者の岩質群城は，はなはだつている。つまり，モンタナ州の Ruby では，鉄鉱累層はドロマイトを主とする変系の一部を成しているが，一方ワイオミン Wind River Mts. では，鉄鉱累層は片岩苦鉄質溶岩類と互層をしている。

リカ南西部諸州の鉄鉱累層は，先カンブリのある火山源岩系の一小構成要素を占めて過ぎないが，最も広く現出しているのはア州中部の Yavapai 統で，チャートの薄層鉱とが火山岩層および火砕岩層の中にレン賦存し，その年代は，1,750～1,850 m.y. ている。

**N. J. BEUKES *: Precambrian Iron-Formations of Southern Africa** (アフリカ南部ンブリア鉄鉱累層)**

リカ南部に賦存する鉄鉱累層の現在の情報を総合すると，次のような結論が導き出される：

(1) 鉄鉱累層は，グリーンストン帯，変成帯，四箇所のクラトン盆地および変動帯など四つの異つた構造環境のタイプ中に賦存している。

(2) 本鉄鉱累層の年代は，アフリカ南部では最古期の地質時代に近いものから，先カンブリア後期にわたつているが，そのうちでも2,000 m.y.以前の時期にきわめて顕著に発達したものとみられる。

(3) 層序環境に基づいて鉄鉱累層を分類すると，火山性群城・砕屑性群城および化学的群城になる。火山性群城は，先カンブリア時代のグリーンストン帯(>2,700 m.y.)に限られている；砕屑性群城は，おもに 2,300～3,000m.y.である；また化学的群城（陸棚炭酸塩群城と炭酸塩・マンガン群城）は，おもに2,300 m.y.より新期のものである。

(4) 火山性群城に属する鉄鉱累層中の珪酸は，酸性火山作用に因るものであり，一方これらの鉱床中の鉄は，他の群城における多くの鉄と珪酸のように既存岩類が風化してできたものと思われる。このことを証明し，さらに鉄鉱累層が先カンブリア初期の堆積区城内だけに賦存していることを説明するためには，酸欠の大気が存在していたものとみなければなるまい。

(5) 本鉄鉱累層は，珪酸がコロイド状沈澱をして堆積されたように，ゼラチン質堆積層からでき，また酸化鉄鉱物は，溶液中にクリスタライトの形で沈澱されたものと想像される。つまり，海成環境下で堆積が行われたこと；鉄分に富んだある種の堆積岩類の堆積期間中は気候が寒冷であつたこと；などから推して生化学的作用によつて化学的堆積が促進されたものと思われる。

**5. John Van N. DORR II*: Iron-Formation in South America** (南アメリカにおける鉄鉱累層)**

南アメリカの大鉄鉱床の生成に関する鉄鉱累層の研究は，南アメリカのある政府機関および政府関係会社等によつて行われた最近の研究を除けば

* and Afrikaans Univ.
** 文 pp. 960～1,004，図34，表7

* U. S. Geol. Surv.
** 本文 pp. 1,005～1,022，図2，表6

あまり努力が払われていない。つまり，情報の根本から官庁サイドと民間サイドには大きなギャップがある。

鉄鉱累層は，先カンブリア時代の普通の一岩種としてギアナ・ブラジル両楯状地内に賦存するし，またチリからボリヴィア・ブラジル両国境に跨つて賦存していることも分つている。鉄鉱累層は，炭酸塩相と酸化相だけが分つているだけで，しかも炭酸塩相はごくまれにしか賦存しない。酸化相は最も多く一般に劣地向斜性ないしはクラトン内盆地環境の下で平均厚さ100 m以上，延長数100 km² におよび，主要鉄鉱累層中に賦存する。仮にそのような鉱床が火山作用に直接関連があつたとしても，その関連は薄いし，ぼやけたものだろう。酸化相鉄鉱累層の小さなものは，地質環境が著しく違う多くの重要でない地層中に賦存する。炭酸塩相は，ブラジルの Minas Gerais で優地向斜性岩類中に賦存し，Algoma タイプに属する。

本鉱床の年代は，約3,200 m.y. から先カンブリア後期ないし古生代初期にわたるもので，おもな堆積年代についてはいまだ議論の余地はあるにしても，恐らく約2,000 m.y.以前のものである。

南アメリカの酸化相鉄鉱累層は，北半球に存在する先カンブリア初期ないし中期の多くの鉄鉱累層よりも品位が高く，Fe 平均約40％，$SiO_2$ も同様である。これよりも新期の鉄鉱累層は，さらに品位が高く，平均すると恐らく Fe 50％程度となる。痕跡元素のデータはわずかなため火山岩との関係については指摘できない。鉄は，磁鉄鉱，赤鉄鉱およびマータイトの形で存在している；大部分の岩類は変成されており，従つて磁鉄鉱のどれぐらいが変成されているか；また続成作用または堆積作用に因るものはどれぐらいか；ということは分つていない。多くの鉄鉱累層のうちで，赤鉄鉱とマータイトとは圧倒的に多い。

南アメリカの鉄鉱累層は，アフリカおよびインドの主要鉱床と岩質，産出状態が全く同じであり，恐らくこれらの大陸が接触していたときにできたものであろう。これらの鉄鉱累層は，岩質相の範囲が狭いこと；一般に含鉄品位が高いこと；などで北半球産の鉄鉱累層と違つており，わずかな区域ではあるが火山作用と直接何等かの関連があるものを論証することができる。

**6. A. F. TRENDALL*: Precambrian Iron-Formations of Australia**(オーストラリアの先カンブリア鉄鉱累層)**

オーストラリア大陸の先カンブリア鉄鉱累層は，地理的に離れていること；岩質のタイプ；地質図学(stratigraphic geometry)；および年代；などによつて，ほぼ均しく自然に6区画に分けられる。年代の古いものから新らしい順に区分すれば以下の通りである：

(1) 西オーストラリア Yilgarn 地塊および Pilbara 地塊の鉄鉱累層

両地塊は，ほぼ東経116°～123°・南緯26°～34°；および東経118°・南緯20°～22° の範囲内にそれぞれ位している。

(2) 西オーストラリア Hamersley 層群の鉄鉱累層

鉄鉱累層は(1) の両地塊間のほぼ東経116°～122°・南緯21°～23° の範囲内で先カンブリア古期岩類が発達する盆地内に賦存する。

(3) 南オーストラリア Cleve Metamorphics の鉄鉱累層

ほぼ東経137°・南緯33°～34° 間の Middle Back Range 中に鉄鉱の主要露頭が線状を成して賦存している。

(4) 西オーストラリア Yampi Sound 区域の赤鉄鉱に富んだ鉄鉱累層

本累層は，ほぼ東経124°・南緯16° に位する。

(5) Mc Arthur Basin の Rope Bar および Constance Range の鉄鉱累層

本累層は，ほぼ東経134°・南緯15°；東経138°・南緯18° にそれぞれ位する。

(6) 南オーストラリアの Holowilena 鉄鉱累層および Braemar 鉄鉱累層

これらの累層は，当初はほぼ東経138°～141°・南緯31°～33° の範囲内の区域一帯に堆積した。

以上6区画には，著しく変成されて，年代と相互関係が明らかでない若干の小産地を除いてある。(1)，(2) および (3) は，岩質上，縞状鉄鉱

* Geol. Surv., W. Australia

** 本文 pp. 1,023～1,034，図8

属するが，(1) と (2) の岩質上の相違点
通りである：つまり，(1) では炭酸塩類は
，チャートのバンドは比較的に薄く，cycli-
は明らかでなく，また石英と磁鉄鉱が最も
(2) では炭酸塩類は主成分を成し，チャー
さはまちまちで，複雑な cyclicity を示
た石英・磁鉄鉱および炭酸塩類の外に赤鉄
ティルプノメレンおよび普閃石などがおも
である。(3) の縞状鉄鉱累層の大部分は，
よび (2) とは正確に対比をするにはあま
著しく変成され過ぎているが，どちらかと
(2) に近いものと思われる。(4)，(5) お
6) の鉄鉱累層は，典型的な縞状構造を欠
る。(4) は赤鉄鉱に富む砕屑堆積物；(5)
状赤鉄鉱・菱鉄鉱・シャモサイトから成る
；また (6) は，氷河の影響を受けた岩石
粒の磁鉄鉱と赤鉄鉱とは同時期に堆積した
思われる。地質図学上，(1) 上は鉱体が比較
，また水平方向にもあまり伸びていないこ
) は鉱体が厚く，また水平方向にも伸びて
と；だけが両者の著しい対照点で，一般に，
縞状鉄鉱累層は，層序の対比にはあまり
しく褶曲され過ぎているし，一方(4)，(5)
(6) の層序を対比しても大した結果が出
予想されない。(1) の各種鉄鉱累層の堆積
，ほぼ3,000～2,600 m.y.の範囲内である
) のそれは，ほぼ2,000 m.y.である。(3)
累層は，ほぼ1,780 m.y.に変成されたもの
の鉄鉱累層とは同時代のものかもしれな
の Yampi の堆積層は，ほぼ1,800 m.y.
(5) の堆積層の推定堆積年代は，ほぼ
ı.y.である。また (6) の堆積年代は，恐
ほぼ750 m.y.であろう。

**ugene A. ALEXANDROV*: The Precam- Banded Iron-Formations of the Union**(ソ連邦の先カンブリア鉄鉱累層)**

ロッパ側ソ連邦にある先カンブリア鉄鉱累
おもに南は Azov 海沿岸地域から，北は
島までの間に続いて賦存する傾向があ
クライナ楯状地内の Krivoy Rog と Kre-
menchug 両鉱床ならびに Kursk 磁気異常地 (Voronezh プレート) の鉱床は，膨大な鉱床生成区を造つている。先カンブリア縞状鉄鉱は，カレドニア・ヘルシニア両造山帯の核部にあるウラルおよびアジア側ソ連邦にも賦存している。

鉄鉱累層は，岩質上，珪酸と酸化鉄類より成り連続したバンド，というよりはむしろ介在するといつた形を成しており，まれには炭酸鉄類（炭酸塩相）より成ることもある。個々のバンドは，厚さが1 mmの何分の1のものから数cm，このバンドはさらに幾つかのマイクロバンドより成る。鉄鉱累層の平均含鉄品位は，約35%である。本鉄鉱累層は，海成地向斜系の一部で，磁鉄鉱相および赤鉄鉱相で，代表されている。ロシアの多くの地質学者によると，赤鉄鉱相は，かなり沖合の比較的深いところに堆積したものであると考えられており，海進統の一部を成している。ロシアのプラットフォームに賦存する鉄鉱累層の大部分は，対比できるものと考えられるが，縞状鉱の数というような細かい層序については産地ごとに違つている。Krivoy Rog の鉄鉱累層は，7層より成つていて，全層厚は1,300 m であるのに対し，Kursk の鉄鉱累層は，層厚500mで，5層より成つている。

ロシアのプラットフォームの鉄鉱累層は，主としてアルコース・千枚岩・片岩および珪岩などより成る累層に被われているが，一方では炭質頁岩または片岩，ドロマイトより成る一連の地層を被つている。

鉄鉱累層が生成された当時の環境を想像してみると，劣地向斜性および優地向斜性双方の条件下に堆積したものと考えられる。その鉄は，恐らくロシアのプラットフォームの膨大な鉱床生成区全体にわたつて対比可能の堆積性鉱床生成期に相当する。一連の地層の中部累層中に濃集されたもので主要鉄鉱累層の年代は，2,000～2,900 m.y.で，他区域のこれよりも小さな鉄鉱累層の幾つかは，この主要鉄鉱累層よりも明らかに古期，または新期のいずれかである。

先カンブリア鉄鉱累層とその縞目の根源を解明するために五つの仮説が提案されている。これらの仮説のうち，堆積説および火山堆積説が最も現

---

eens Coll. (City Univ.) N. Y.
文1,035～1,062，図10，表7

実的なもので，また最も よく実証できるものと思われる。

8. Bevan M. FRENCH*: Mineral Assemblages in Diagenetic and Low-Grade Metamorphic Iron-Formation**(続成作用と低度変成作用を受けた鉄鉱累層中の鉱物群)

続成作用と低度変成作用とを受けた鉄鉱累層中の鉱物群は，一般に細粒質の石英ないしチャート；鉄のフィロ珪酸塩類（グリーナライト・シャモサイト・緑泥石・ミネソタアイト，およびスティルプノメレン）；含鉄炭酸塩類(菱鉄鉱・フェロドロマイト～アンケライト，および方解石)；酸化鉄類（赤鉄鉱および磁鉄鉱）；硫化鉄類（黄鉄鉱）；および Na-Fe 角閃石類(曹閃石およびクロシドライト)；などが顕著な鉱物群を成している。低度変成作用を受けた鉄鉱累層の上限は，初期の炭酸塩類および珪酸塩類の分解作用を含んだ各種の反応によつて造られる鉄閃石の多い角閃石類の出現によつて決定される。

ミネソタ州 Mesabi Range その他に現出する鉄鉱累層中の鉱物相互間の組織を研究した結果次の3鉱物群が認められた：

(1) 第一次続成作用を受けた鉱物群

これは，最初の沈澱物が後堆積性再結晶作用(postdepositional recrystallization) を受けてできた鉱物群で，石英ないしはチャート・赤鉄鉱・グリーナライトを含むが，その外にシャモサイトおよび磁鉄鉱を含むこともある。

(2) 第二次続成作用を受けた鉱物群

これは，比較的に低温・低圧 (P=1 kb, T=150～200°C) の下で初生鉱物が交代作用を受けてできた鉱物群で，石英・アンケライト・磁鉄鉱などの鉱物で代表され，この外，緑泥石を含むこともある。

(3) 低度変成作用を受けた鉱物群

これは，(2) よりもさらに酷しい条件 (P=2～5 kb, T=250°～350°) を受けた若干の鉄鉱累層だけにできるもので，ミネソタアイト・スティルプノメレン・磁鉄鉱などの外，ときとして緑泥石が発達することによつて明らかに識別できる。ソーダがあると交番相 (alternate phase) として曹閃石およびクロシドライトが発達することもある。

* Indiana Univ.

** 本文 pp. 1,063～1,074，図8，表2

9. Cornelis KLEIN, Jr.*: Changes in Mineral Assemblages with Metamorphism of Some Banded Precambrian Iron-Formations** (変成作用を受けた若干の先カンブリア縞状鉄鉱累層にみられる鉱物群の変化)

変成作用を受けていない先カンブリア鉄鉱累層のうち，未溶脱の堆積性酸化相は，一般にチャート・碧玉ないし石英・赤鉄鉱，または磁鉄鉱，あるいはこの両者と，ところによつてはそれに幾らかの含水酸化鉄類が細かい縞状の鉱物群を成している。藍晶石ないしは珪線石に変成する程度に広域変成作用を受けると，特に石英は構成相(constituent phase) の粒度が著しく増大して，チャートと酸化鉄類の再結晶が起る。一般にこれらの鉱物の間では何の反応も起らず，再結晶を受けた鉱物群中には，もとの堆積構造がしばしば残されている。その結果として，石英・鏡鉄鉱帯と石英・磁鉄鉱帯とを伴つた縞状の変成石英・鏡鉄鉱・磁鉄鉱層準が大きさ 1 mm 以下で互層していることは，変成作用の期間中，これらの鉱物ができるために酸素が内部支配または(緩衝)成分〔internally controlled (buffered) component〕として働らいたことを指摘している。

この縞状堆積性炭酸塩相は，一般に一ないしそれ以上の炭酸塩類（方解石・鉄ドロマイト～アンケライト系鉱物類，および菱鉄鉱)，これらよりは少量の磁鉄鉱ないしは石英，およびところによつては幾らかの珪酸鉄類などより成つている。もし，本来の炭酸塩相が，炭酸塩，磁鉄鉱および石英だけからできており，またその後に続く変成作用が行われている期間中，$CO_2$ の化学ポテンシャルが，炭酸塩類の破壊を起させない程，ところによつては高く残つているとすれば，共存相(coexisting phase) 内では何の反応も起らず，再結晶と粒度の増大だけが注目される。他方で，もし，$CO_2$ の化学ポテンシャルが低い場合には，チャート(ないしは石英)は，炭酸塩類と反応して，下記のような新しい珪酸塩類を造る。例えば：

* Indiana Univ.

** 本文 pp. 1,075～1,088，図10

$$Ca(Fe, Mg)(CO_3)_2 + 2SiO_2 =$$
鉄ドロマイト

$$Ca(Fe, Mg)Si_2O_6 + 2CO_2$$
単斜輝石

変成作用が行われている期間中，もし $H_2O$ の化学ポテンシャルが高く，$CO_2$ の化学ポテンシャルが低い場合には，次式に示すような反応が起る：

$$5Ca(Fe, Mg)(CO_3)_2 + 8SiO_2 + H_2O =$$
鉄ドロマイト

$$Ca_2(Fe, Mg)_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 3CaCO_3 + 7CO_2$$
陽起石

藍晶石帯ないしは珪線石帯ができる中～高度の変成条件の結果として，縞状炭酸塩相の多くが変成珪酸塩類を含んでいることは，変成期間中，一般に $CO_2$ が減耗していたことを表わしている。しかし，同一変成区域中の同一炭酸塩相の幾らかが，たとえ再結晶して，石英・炭酸塩・磁鉄鉱群となつても，なおもとのままの組成を残すだろう。このことは，鉄分の多い炭酸塩岩類中では，$CO_2$ の化学ポテンシャルはところによつて変化とし，従つて $CO_2$ はいつも完全に変動成分として考えられないことを暗示している。そのような炭酸塩・石英・磁鉄鉱の再結晶は，おもに $CO_2$ を閉じたシステム中で起る。

本来の珪酸塩相は，含水鉄珪酸塩類（グリーナライト，スティルプノメレン，およびミネソタアイト）；炭酸塩相（ドロマイト～アンケライト系鉱物・菱鉄鉱，および方解石）；チャートないしは石英；および酸化鉄類；などの複雑な混合物より成つている。鉄鉱累層のこの部分は，累進変成作用が働いている間中，全般的な脱炭酸塩化作用と脱水作用とを受けた結果をあまり矛盾なく表わしている。炭酸塩類とチャートとは反応して，カミングナイト・鉄閃石系鉱物のような珪酸塩類を沢山造るだけでなく，本来の珪酸塩類もまた，斜方および正角閃石類，ざくろ石，および正・斜方輝石類などになる。

かんらん石（鉄かんらん石）は，ミネソタ州で Biwabik 鉄鉱累層に随伴する Duluth Gabbro との接触部に沿つて胚胎するような接触変成産のものだけが記載されている。鉄かんらん石群は，$O_2$ の相対的な化学ポテンシャルが低い条件を表わしている。

マンガン分の多い層準もしばしば存在する。マンガン酸化物類，水酸化物類，および炭酸塩類（菱マンガン鉱およびクトナホライト）など本来の混合物は，変成作用を受けると，ばら輝石・マンガンざくろ石（スペッサルタイトまたはカルデル石），含マンガンカミングトン石，含マンガンエヂル輝石およびヘデンベルグ輝石のようなマンガン分の多い輝石類，バスタム石，および菱マンガン鉱などを含んだ鉱物群に成る。Labrador Trough の変成鉱物群中には，マンガンエヂル輝石，ばら輝石，鏡鉄鉱・菱マンガン鉱などの鉱物群で表わされるように，鉄鉱累層でマンガン分に富む層準の多くは，またナトリウム分にも富んでいる。

**10. A. F. Trendall*: Varve Cycles in the Weeli Wolli Formation of the Precambrian Hamersley Group, Western Australia****
**（西オーストラリア先カンブリア Hamersley 層群 Weeli Wolli 累層中の縞状堆積層の輪廻）**

Brockman 鉄鉱累層のうちで，よく知られている Dales Gorge 部層のように，Hamersley 層群下部の Weeli Wolli 累層は，縞状鉄鉱累層を含んでいて，規則正しい内部葉層 (internal laminae)（マイクロバンド）を伴つたチャート層（メソバンド）は，チャートマトリックスとして知られている暗色をした鉄分の多いメソバンドと互層している。これらのチャートマトリックスのメソバンドは，Dales Gorge 部層では内部が均質でないことが普通であるが，縞目が約 2 mm 間隔に整然とついており，わずかな色の違いによつて肉眼でも見分けがつく。チャートのメソバンドの幾つかは，また内部に縞目が約 10 mm 間隔についていて，構造上，はつきりしたマイクロバンドの集まりを成しているので，明らかに識別できる。チャートとチャートマトリックスの縞目は大きさが違つていても，斜のメソバンドの縁では明らかに等しくなつている。ボーリングのコアを採取してチャートのメソバンド3本中のマイクロバンドを数えると，21～28の範囲内には縞目が23本あり，縞目

* Geol. Surv., W. Aust.
** 本文 pp. 1,089～1,097，図6，表2

1本当り平均23.3本のマイクロバンドがあり，精度は約±0.3となつている。Hamersley 層群中の鉄鉱累層について，すでに発表ずみの成因説がもし認められたとすれば，個々のマイクロバンドは一年を表わすので，約2,000 m.y.以前の Weeli Wolli 累層が堆積する期間中には23.3-年というはつきりした環境輪廻(environmental cyclicity)があつたということになる。この間隔は，現在の太陽の二重黒点，あるいは Hale 説に近いものだとしても，Weeli Wolli 累層の時代を細分する手がかりとなるものは少しもないため，このように一致することは偶然であるかもしれない。この種の証拠は，太陽系の長年永続性 (secular stability) を決定する上で大きなポテンシャル強度をもつものと思われる。

**11. Gene L. La Berge*: Possible Biological Origin of Precambrian Iron-Formations** (先カンブリア鉄鉱累層で考えられる生物源説)**

アメリカ，カナダ，オーストラリア，および南アフリカ産先カンブリア初期～中期鉄鉱累層より約2,000枚の薄片を作り，詳細に岩質を研究した結果，普通直径約5～40 $\mu$ の球状構造を成していることが明らかにされた。その構造は，あらゆるサンプルについてではないが，あらゆる鉄鉱累層において観察されたが変成作用と剪断作用との影響を少しも受けていない。検討を加えたサンプルのほぼ60%は，赤鉄鉱・珪酸鉄鉱，または有機物で着色された構造を含んでいるか，あるいは粒度が着色された構造の大きさの範囲内であつても着色されていないチャートを含んでいる。従つて $\simeq 30\mu$ の構造は，鉄鉱累層の著しい特性を示すものであると考えられる。

チャートで球状構造をなすものと，同じ大きさの菱鉄鉱粒子とは，層理および偽層のような岩石の堆積ファブリック中によく含まれ，またそれらは，これも堆積ファブリックの一部を成している細礫以下のこともある。この $\simeq 30\mu$ という球状構造は，先カンブリアに沢山産出が報ぜられているある種の微化石類とサイズが同じである。鉄鉱累層中には，球状構造を呈するものがありふれていること；顕成代チャート類には．明らかに球状構造がないこと；岩類中でそれがどんな堆積上の特徴をもつているかということ；また，それらのうち少くとも幾つかは，特殊な生物の形状と同じであるという事実；などから，その構造は微化石類のレリックであると説明することが最もかなつている。

この構造が，微化石類のレリックであると注釈することが正しいとすれば，鉄鉱累層中に，その構造が，広範囲に，しかも豊富に存在していることは，鉄鉱累層が堆積している間に生物が包含されたことを暗示することになる。生物の少くとも幾らかは，恐らくはバクテリアまたは藻類が珪酸沈澱物になつたものであろうし，また鉄鉱累層中のチャートの少くとも幾分かは，生物が沈澱したのではないかと思われる。

**12. E. C. Perry, Jr*, F. C. Tan**, G. B. Morey***: Geology and Stable Isotope Geochemistry of the Biwabik Iron Formation, Northern Minnesota**** (ミネソタ州北部の Biwabik 鉄鉱累層の地質および安定同位元素地球化学)**

先カンブリア中期の Biwabik 鉄鉱累層は，ミネソタ州北部で鉄分の高い，幅の狭い鉄鉱地帯をなし，走向延長約200 km，東～北東に連亘している。本層は，石英・磁鉄鉱・グリーナライト・ミネソタアイト・スティルプノメレン・菱鉄鉱・アンケライト，のほか，少量ではあるが赤鉄鉱・シャモサイト・滑石・方解石およびドロマイトなどをいろいろな割り合いで含んでおり，James (1954)のいう鉄鉱累層の珪酸塩・炭酸塩相に該当する。鉱物類のあるものは数時代にわたつているが，鉱物類が形成された物理的・化学的条件を表わす岩質上の特徴となる決めてがないために構造上の関係を複雑なものとしている。

Biwabik 鉄鉱累層の東端は，カンブリア後期の苦鉄質大貫入岩体である Duluth Complex に

* Univ. Wisconsin
** 本文 pp. 1,098～1,109，図17

* N Illinois Univ
** Atlantic Ocean Lab.
*** Minnesota Geol. Surv.
**** 本文 pp. 1,110～1,125，図13，表3

より変成され，炭酸塩類とフィロ珪酸塩類とは交代されて鉄閃石・鉄かんらん石・輝石類，およびざくろ石などになっている。鉱物群を観察した結果によると変成作用は，大部分岩石の総化学成分が不変なもの (isochemical metamorphism) で，おもに $CO_2$ および $H_2O$ が減耗していることが特徴であり，初期には温度が強く作用している類のものである。

本鉄鉱累層中の鉱物相互間の酸素および炭素同位元素の分別作用は，その岩類に影響を与える続成作用ならびに後続成作用などの結果によってもたらされる。石英・磁鉄鉱地質温度計に基づくと，石英と磁鉄鉱とはほぼ150°C という温度で，広範囲にわたる酸素同位元素の均質化作用 (homogenization) を受けやすく，冷却期間中には炭酸塩鉱物間で恐らくこれ以上の同位元素の交換が行われたものと思われる。この温度は，高度の続成作用ないしは低度の変成作用を一様にほどよくし特徴づけている。これとは対照的に，石英・磁鉄鉱地質温度計で Duluth Complex の基底接触部付近を測定した温度は，約650°C に達しており，前進変成作用 (prograde metamorphism) は，露頭では約2 km も距っている接触部に対して直角方向に約400m も外側に広がっている。

先カンブリア時代の鉄鉱累層と同様に，Biwabik 鉄鉱累層中の炭酸塩類は，$C^{13}/C^{12}$ 比が不定 ($\delta C^{13}_{PDB}=-3.7\sim18.6‰$) で，その比率は顕成代の海成炭酸塩類の比率に比べ低いことで明らかに識別できる。残留有機物では，$C^{13}/C^{12}$ 比は一様に低く ($\delta C^{13}_{PDB}=-33.1‰$で，最大変差は$-1.4\sim2.4‰$)，同一サンプルでも炭酸塩の炭素と有機物の炭素とでは，$\delta C^{13}$ の変差が$17.5‰\sim29.5‰$もあることが限られたサンプリングで示されている。炭酸塩炭素の同位元素組成は，$CO_2$ を消耗した $C^{13}$ とそれを取り囲む炭酸塩鉱物との間で，続いて起る交換により続成反応と後続成酸化～還元反応とが，恐らく次式のような形で記録されよう：

$$6Fe_2O_3+C\ (\text{有機物炭素}\ \delta C^{13}=-33.5‰)\rightarrow Fe_3O_4+CO_2$$

**13. Samuel S. GOLDICH*: Ages of Precambrian Banded Iron-Formations**** (先カンブリア縞状鉄鉱累層の年代)

放射性元素による先カンブリア鉄鉱累層の年代測定は，かなり進歩してきているが，年代が詳しく分っているものは比較的に少い。2,600 m.y. 以前の先カンブリア初期ないしは太古代の地層は，グリーンストン帯をいつも随伴する。カナダ楯状地に賦存するこれらの鉄鉱累層の大部分は，全部ではないが，2,750～2,700 m.y. の間に生成されている。西オーストラリアの縞状鉄鉱累層は，3,000 m.y. 以降かもしれないし，南アフリカ・ヴェネズェラ・ソ連邦などに産する鉄鉱累層のうち，若干は恐らく 3,000 m.y. 以前であるかもしれない。

先カンブリア中期～原生代後期（カナダ地質調査所の Aphlebian)，つまり2,600～1,800 m.y.の間に縞状鉄鉱累層は極めて著しい発達を遂げた。オーストラリアの Hamersley Range にある膨大な鉄鉱累層の年代は，2,200～2,000 m.y. の間であるし，ウクライナ楯状地の Krivoy Rog も同一年代と推定される。Lake Superior 地域およびカナダ東部の鉄鉱累層に随伴する変堆積岩類の Rb-Sr アイソクロン年代は，1,800 m.y. (Quebec 州 Labrador Trough の Sokoman 鉄鉱累層)～1,700 m.y. (Ontario 州 Thunder Bay 地区の Gunflint 鉄鉱累層）にわたっている。この Rb～Sb 年代は，堆積時代を表わすものと考えられてきたが，ここでは二次年代，もしくは変成年代として説明されている。この説明では，最小年代は，1,900 m.y. と指摘されているが，このデータは，カナダ楯状地の先カンブリア中期鉄鉱累層が，約 2,100 m.y. であるということをはばみはしない。

カナダ北西部の Snake River 区域にある Rapitan 層群の鉄鉱累層は，同位元素によって年代が定められていないが，先カンブリア後期の Windermere 系に対比されている。

**14. Preston CLOUD***: Paleoecological Significance of the Banded Iron-Formation****** (縞状鉄鉱累層の古生態学的意義)

* N. Illinois Univ.
** 本文 pp. 1,126～1,134, 図 4，表 2
*** Univ. California
**** 本文 pp. 1,135～1,143, 図 1

縞状鉄鉱累層は，約2累代（$10^9$年）より新期の岩類中に産することはまれであるが，最古期の酸化した陸源堆積物が堆積する直前の約2～2.1累代に化学作用によつてできた鉄鉱を堆積したという重要なエピソード（挿話的輪廻）のあつたことが記録されている。この年代の大鉄鉱累層は，すばらしい出来事をもたらしている。つまり，酸欠の大気の下にある淀んだ大洋中の酸化第一鉄の残差は，気候の変化により転倒状態（overturning）が促進され，次で膨大な規模で透光帯（photic zone）へと移動するかもしれない。以前は存在が限られていた光合成の，前細胞核質（procaryotic）な微生物体は，その周囲の酸素を維持するために，相当深いところでも酸化第一鉄を当てに生存しているが，そのうちに膨れたり，さまざまに形状を変え，その鉄（酸化第一鉄）を不溶性の酸化第二鉄に遷移させる。

生物源珪酸の分泌がない場合には，同時代の大気中の水気は，$H_4SiO_4$ に飽和され，その沈澱は継続して pH は中性に近くなり，酸化第二鉄は断続的に増加する。鉄分に富んでいるバンドがエピソードをなすことは，前細胞核質の個体群（population）の周期的な変化；または酸化第一鉄の供給割り合い；あるいはこれら両者に因ることを暗示している。地球化学的に同一で，同時代の縞状鉄鉱累層間でも物理的な差異があることは，堆積時の水の乱れ（turbulence）と水深の違いに因ることを意味する。同一年代でも地球化学的に異つている相では，$O_2$ の利用にバラツキがあることを示唆する。生物源酸素の仲介が進むと，代謝性炭素（metabolic carbon）の凝離（segregation）が継続するし，また酸素の供給が殖えると，大洋には鉄分がなくなり，$O_2$ は飽和し，その結果陸性の赤色層ができるようになる。

古生代にはまれな縞状鉄鉱累層は，太古代の鉱床を偲ばせるような局所的な黒海的条件（euxinic condition）と火山源鉄とに関連があるものとわ思れる。原生代後期の堆積層と思われるカナダ北西部の Rapitan 層とブラジル南西部の Jacadigo 層の詳細についてはいまだに不可解のままに残されている。

**15. Hans P. EUGSTER, I-Ming CHOU*: The Depositional Environments of Precambrian Banded Iron-Formations**（先カンブリア縞状累層の堆積環境）**

筆者らは，先カンブリア鉄鉱累層は，プラヤ湖成累層群が蒸発凝結してできたことを提議したい。このような累層群は，水理学上および堆積学上から，EUGSTER・SURDAM（1973）による Green River 累層と堆積環境が同じであると提案する。化学的および鉱物学的に相違があることは，縞状鉄鉱累層が堆積する期間中，先カンブリア時代の大気は遊離状態にあつたと仮定すれば説明がつく。

EUGSTER の提案（1969）に従えば，マガディアイトまたは珪酸ナトリウムののゲルは，層状チャートができる最も有力な前ぶれになりそうなものであると考えられる。マガディアイトの溶解度曲線は，珪酸については pH が8.7で最小であり，蒸発濃縮か，または新鮮な水を伴つた珪酸分が多く，pH の高い塩水の溢流か，つまり，この両者のいずれかによつて飽和が起る。沈澱は塩分がかなり薄い湖沼でもできる。先カンブリア産マガディアイトの大部分は，続成作用の初期に，チャートに遷移されるに違いないし，一方残りのマガディアイトは，鉄鉱物と作用して鉄鉱累層では普通の鉱物の鉄閃石を造る。何故にマガディアイトまたは珪酸ナトリウムのゲルが初生沈澱物として注目をひくかという他の理由は，可塑性があることと含水量が多いことに因る。これらの性状は，TRENDALL・BLOCKLEY（1970），GROSS（1972）および DIMROTH・CHAUVEL（1972, 1973）などが鉄鉱累層中で観察した続成作用の幾つかの特徴に責任が負わされよう。

鉄の溶解度と輸送とは，25°C で得られる熱力学の最新データ集を使うことにより計算されている。$Fe(OH)_3$ は，赤鉄鉱・磁鉄鉱対のような酸素逃散能（oxygen fugacity）が極めて低いものを除けば，本文中の（8）～（9）に挙げている pH 値でははなはだしく難溶である。菱鉄鉱の安定性データについては論争中であるが，pH が10以下のと

* Johns Hopkins Univ.

** 本文 pp. 1,144～1,168, 図19, 表5

きには菱鉄鉱は，方解石よりもやや難溶であるのにグリーナライトの安定性定数は，他のフィロ珪酸塩類のデータを使つて推定することができる。グリーナライトは極めて不溶であると思われている。菱鉄鉱もグリーナライトも，平衡条件下では沈澱しそうにもないが，沈澱させるには恐らくかなりな過飽和を必要としよう。

鉄鉱物類の沈澱は，赤鉄鉱＋磁鉄鉱および磁鉄鉱＋石英＋鉄かんらん石緩衝体相互間の fo レヴェルで，pH と $f_{CO_2}$ の変化に応じて起る。$Fe(OH)_3$ は，遊離状の酸素が得られるときにはいつでも沈澱する。磁鉄鉱ができる前ぶれとなる沈澱物は明らかでない。磁鉄鉱は，$Fe(OH)_2$ と $Fe(OH)_3$ の混合物の $Fe(OH)_2$ からも，また PERRY・TAN (1973) が示唆しているように有機物を伴つた $Fe(OH)_3$ を還元しても作れる。

プラヤ湖をモデルにすると，湖内への流入物は，おもに泉からのもので，それにはアルカリ湖で囲繞されているプラヤ平地内に注ぐ降雨ならびに塩水が発達してできたものなどを伴つている。このことは，縞状鉄鉱累層中には砕屑物が少いことで説明され，水は重炭酸塩または水酸化質のものからできている。先カンブリア土壌には生物の活動が僅小であるため，風化反応にも $CO_2$ が少くなつていること；および，おびただしく露出している塩基性岩類および超塩基性岩類が変質 (PETTIJOHN, 1973) しているため，pH の高い水ができている (BARNES・O'NEIL, 1969) ことなどの点で，後者は注目に値する。炭酸塩類の沈澱は，おもにプラヤの縁辺部でできるものと考えられているが，平衡を欠いているために沈澱の順序を予示することはできない。湖水内にできる固体は，マガディアイト（または珪酸ナトリウムのゲル），グリーナライト（または珪酸鉄のゲル），$Fe(OH)_3$，および恐らく $Fe(OH)_2$ などであり，後者は磁鉄鉱について準安定である。鉄のナトリウムまたはカリウム珪酸塩のゲルもまた沈澱するだろうし，またグリーナライトとスティルプノメレンとができる前ぶれとなるようなものもまた考えられる。

ここに提案するモデルは，海水が非晶質珪酸で飽和されているものと仮定すれば，海水環境に適用することができる。間断なく流れが続いている大河を除いて，十分に乾燥している気候の下では，砂洲が全体にある潟，または局部的に砂洲がある潟は，堆積には格好の盆状構造を成している。マガディアイトまたは珪酸ナトリウムのゲルは，チャートができる前ぶれになるものと考えられる。範囲が広く，しかも地球化学的にもまた堆積学的にも受け入れられるような堆積モデルを作るために溶質源としての海水を，作ることはなかなか容易ではない。

結論として，先カンブリア時代の鉄鉱累層は，単に Lake Superior 地域産のものだけでなく，世界中何処のものも，今までに発表されたことがないような，特殊な幾つかの条件が組み合わさつたユニークなものからできているといえる。

**16. Heinrich D. HOLLAND*: The Oceans: A Possible Source of Iron in Iron-Formations**（鉄鉱累層中の推定鉄源としての大洋）**

世界の主要縞状鉄鉱累層の一つであるオーストラリアの Hamersley Basin の鉄鉱累層について鉄鉱の全鉄鉱量，および本盆地内に賦存する大鉄鉱床の推定堆積年代などが最近明らかにされている。本盆地に流れ込んだ鉄の推定流入量は，きわめて大量で，鉄が風化して河川により盆地に運ばれたということは考えられそうにもないし，同じ理由で，鉄が火山源のものであるということも考えられない。その鉄が大洋底から導かれたということは，仮に深海水中によく溶け込んだ鉄が 1 あたりわずか数 mg 含んでいても，海水が海面に近いところで酸化されて盆地内にその鉄分を堆積することは，量的には考えられることであるし，深海水中の鉄の濃度が数 mg/l ということは，仮にこれら多量の水が菱鉄鉱と方解石とで飽和されていたとするならば，誠にもつともなことである。

**17. R. M. GARRELS***, E. A. PERRY, Jr.****, F. T. MACKENZIE*****: Genesis of Precambrian Iron-Formations and the Development of Atmospheric Oxygen******（先カンブリア鉄鉱累層の成因と大気中の酸素の発達）**

* Harvard Univ.
** 本文 pp. 1,169～1,172
*** Univ. Hawaii
**** Univ. Massachusetts
***** N. W. Univ.
****** 本文 pp. 1,173～1,179，図 1，表 3

今から35億年前は，酸素はおもに炭酸塩岩類・珪酸塩岩類，および水などの中に貯えられていたという仮説が提議されている。大気が稀薄になっているところに堆積が繰り返し行われ，鉄は酸化第一鉄として繰り返し堆積し，カルシウムやマグネシウムと同じく全般的な支配を受けると化学的に炭酸塩または珪酸塩として沈澱する。時代が移り，前細胞核質の生物によつて光合成が起されると，鉄を堆積中の盆地内の浅い水中には酸化第二鉄ができ，またたとえ少量でも遊離酸素が幾らかでも造られるとすると，風化期間中には，バクテリアから硫酸塩類ができる。酸素のモル数に等しい量の有機物は，硫酸塩類，または堆積された酸化鉄中に貯えられ，また同じモル数の炭酸塩鉱物類は，他の化合物に転化される。繰り返して堆積が続くと，退化した有機物は再び侵蝕，堆積し，酸化第二鉄は，河流によつて運ばれる砕屑物の破片と結び付き，また硫酸塩類は，硫酸塩類として残る傾向がある。恐らく約20億年前にユーカリ樹質の光合成生物が出現し，(CLOUD, 1972) 遊離酸素を放出すると酸素量を消費して鉱物溜りが減少すると，大気中の酸素は発生し始めるようになる。その結果，風化され，酸化された有機体の量と，光合成作用から呼吸作用・壊変作用，および酸化作用を差し引いた残差として堆積する有機体の量とは等しいという段階に到達する。この段階では，これ以上有機体が堆積することは考えられないし，またこれ以上酸素を消費する鉱物溜りも発達しそうにないことから理想的な安定循環系 (stable cycling system) が設定される。大雑把にいつてこの条件は，顕成代を代表している。『先カンブリア系の鉄鉱累層』から顕成代を代表する鉄鉱累層に変化するおもな要因は，河流により運ばれる途中で，鉄が溶存酸化第一鉄から酸化第二鉄に変化する単なる成り行きに過ぎないのかもしれない。

(1974年7月3日受理)

地学雑誌 83, 6 (1974)

# 地図に関する二つの国際会議（報告）

高 崎 正 義*

## International Conferences on Cartography

Masayoshi TAKASAKI

### 序

昨年の秋東京で第7回国際連合アジア極東地域地図会議（The Seventh United Nations Regional Cartographic Conference for Asia and the Far East）が開催された。またこの春マドリードで第7回国際地図学会議（Seventh International Conference on Cartography）が開催された。奇しくも両方とも第7回目の会議であるが，前者は国際連合主催の各国政府間の会議であり，後者は国際地図学会（ICA, International Cartographic Association）主催の各国の研究者間の会議であり，会議の性格，目的等にかなりの相違がある。反面またこの相違が，地図学の実態をよく表していることもあり，この意味でも興味深いと思われた。筆者は，縁あつて両方の会議に出席する機会を得たので，会議の概要を紹介し，あわせて現在の世界の地図学の動向などについて若干報告する。

### I 国際連合アジア極東地域地図会議

#### 1. 会議の性格と構成

この会議は，1948年2月の国際連合経済社会理事会において「地図作成機関ならびに国際機構の調整」に関し「おのおのの地域の正確な測量と地図作成を促進させるため，加盟国に助力する効果的な手段として，この地域に関心をもつ国は，地域の内外を問わずその政府の代表が出席し，地図に関する事項を討議する地域会議を開く」という勧告が採択されたことにより発足したものである。第1回目の会議は1955年にインドのムスリーで開催され，それ以降3年目ごとに1958年東京，1961年バンコク，1964年マニラ，1967年キャンベラ，1970年テヘラン，1973年東京と会を重ねてきている。

またこの会議で討議される地図の範囲は，地形図，地籍図，海図，各種の主題図，アトラス等政府機関の作成するすべての地図を含み，また基準点測量，地形測量，水路測量，地図編集，地図複製など，地図作成のすべての工程におよぶ。会議の出席者は，国連加盟国の政府の代表および地図，測量に関する国際機構の代表に限定され，加盟各国の代表はそれぞれの政府の信任状を議長に提出することによつて，始めて議決権を与えられることになつている。

会議において討議される事項は，技術的，研究的事項も含むが，主たるものは開発途上国に対する技術援助の問題，国際協力による地図作成に関する問題，地図技術者の育成に関する問題，地名や地図記号の標準化に関する問題など，かなり行政的な面を含む事項が多い。これら討議事項は，各国代表からのレポートとして発表された後，討論を加え，会議の決議事項としてまとめられてゆく。会議の決議事項は，国連の経済社会理事会に報告され，必ずしも厳密ではないが各国政府間の協力事項として，その後の各国の地図作成事業，国際協力事業にとりあげられてゆくことになつている。

#### 2. 東京における第7回会議の概要

第7回会議は，1973年10月15日から27日まで東京の外務省の国際会議場で開催された。会議の主催者は国際連合経済社会理事会（担当は経済社会局資源運輸部地図課）であり，日本政府（主たる

* 国土地理院 Geographical Survey Inst.

担当は外務省国際連合局，建設省国土地理院，運輸省海上保安庁水路部）が担当国として共催の形をとった。

会議の参加国（39カ国）および参加国際機構等（10機構）は次の通りである。

（参加国）

オーストラリア，カナダ，キプロス，ドイツ連邦共和国，フィンランド，フランス，ローマ法王庁，ホンジュラス，ハンガリー，インド，インドネシア，イラン，イタリア，日本，クメール共和国，ラオス，レバノン，マダガスカル，マレーシア，モーリシャス，メキシコ，ネパール，オランダ，ニュージーランド，ノルウェー，フィリッピン，ポーランド，ポルトガル，韓国，ベトナム共和国，サウジアラビア，シンガポール，スイス，タイ，ソビエト連邦，イギリス，アメリカ合衆国，西サモア，ザイール

（参加国際機構等）

国際宇宙研究委員会（COSPAR），国際海洋委員会(IOC)，国際地図学会(ICA)，世界測量技術者会議（FIG），国際写真測量学会(ISP)，南極委員会(SCOR)，国際地理学連合(IGU)，国際水路会議(IHO)，汎米地理歴史協会(PAIGH)ユネスコ(UNESCO)

出席者の総数は，177名で，日本からは代表3名(渡辺光*，南部三郎**，川上喜代四***）の他35名が出席し，更にIGUの代表として木内信蔵****が出席した。

会議の日程は次の通りであった。

10月15日（月）　登録，開会式，総会
10月16日（火）　総会，第2委員会
10月17日（水）　第1委員会，第3委員会
10月18日（木）　第4委員会，総会
10月19日（金）　第2委員会，第3委員会
10月20日（土）～10月21日（日）　三浦半島，箱根巡検
10月22日（月）　総会，第2委員会
10月23日（火）　第4委員会，東京巡検
10月24日（水）　起草委員会
10月25日（木）　国土地理院，水路部等見学
10月26日（金）　第1～第4委員会（委員会報告等の採択）
10月27日（土）　総会（会議報告等の採択）

会議で討議すべき議題についてはあらかじめ仮議題として各国に連絡されていたが，10月15日の総会で正式に次の16項目の議題を決定した。

1) 会議運営手続きの承認
2) 議長，役員等の選出
3) 議題の採択
4) 信任状の提出
5) 委員会の設置
6) 前回の決議に関するその後の経過およびこの3年間の地図の発展に関する報告
7) 測地および基準点測量
8) 空中写真と写真測量
9) 中・大縮尺図作成（a．地形図，b．地籍図，c．都市図）
10) 小縮尺図
11) 主題図(アトラスを含む)と写真判読
12) 水路測量と海洋調査
13) 環境調査，環境保全等のためのリモートセンシングと図化
14) 地球探査衛星による測量，地図作成，資源調査
15) 地名
16) 総会報告，決議等の採択

これらの議題についてみると，1）から5）までは会議の運営に関する手続きであり，6）は参加各国のナショナルレポートであり，7）から15）まではこの会議の実質的な内容である測量，地図に関する技術的，行政的な討議項目であり，16）は会議全体をしめくくる報告，決議の採択である。

これらの議題は，総会および第1から第4までの委員会で討議整理されたが，その分担は次の通りであった。

第1委員では 7）の測地および基準点測量を，第2委員会では 8）の空中写真と写真測量，9）の中・大縮尺図作成を，第3委員会では 10）の小縮尺図，11)の主題図(アトラスを含む)と写真判読，

* 日本国際地図学会会長
** 国土地理院長
*** 水路部長
**** 国際地理学連合副会長

15) の地名を，さらに第4委員会では 12) の水路測量と海洋調査の各項目をそれぞれ分担討議して決議事項案等をまとめた。また 1) から 6) まで議題および 16) の議題は，その性質から考えて当然総会の審議事項であるが，その他の技術的な議題のうち 13) の環境調査，環境保全のためのリモートセンシーグと図化および 14) の地球探査衛星による測量，地図作成，資源調査の2議題は，新しい課題でもありかつ前記の第1～第4のどの委員会のいずれにも関連する議題であるとの判断のもとに総会で審議することとした。

総会および各委員会で審議されたレポートは126篇におよんだ。しかしこれらのレポートは個々に発表，討議するという形はとらず，それぞれ各国の代表から要約して発表するという形式をとり，むしろこの会議としてどのように決論づけ，勧告等にまとめるかというための討議に時間を多くさいた。この点はあとにのべる ICA の地図会議とはかなり性格を異にする点であり，同時にまたこの国連地図会議の特徴ともいえることであろう。またレポートの内容も，はじめにものべたように純粋な学術研究上のものは少く，国際協力による地図作成，技術援助計画の体験と今後のあり方，あるいは各国の地図作成事業の紹介と今後の計画等に関するものが多く，これもこの会議の大きな特徴であろう。

総会および各委員会の細部の報告はすでに日本国際地図学会機関紙「地図」等に報告してあるので，ここではごく概要だけふれておく。総会および各委員会の議長は，アジア極東地域の代表から選出されるのが慣習であるが，今回の会議では，渡辺光（日本国際地図学会々長）が総会の議長に，また庄司大太郎（水路部参事官）が第4委員会の議長に選出され議事を処理された。また発表されたレポートのうち，技術的な内容を含むものを大別すると概略次のようになる。

| | |
|---|---|
| 測地測量に関するもの | 13篇 |
| 写真測量に関するもの | 8篇 |
| 地形図に関するもの | 20篇 |
| 地籍図に関するもの | 6篇 |
| 都市図に関するもの | 10篇 |
| 主題図に関するもの | 10篇 |
| アトラスに関するもの | 6篇 |
| 地名に関するもの | 5篇 |
| 水路測量および海洋調査に関するもの | 14篇 |
| リモートセンシングないし地球探査衛星に関するもの | 12篇 |

### 3．会議の決議事項

第7回会議の決議事項は27項目におよぶ。これらの決議事項は，各国から提出されレポートとそれにもとづく討論の結果や第6回会議ないしそれ以前の会議の決議事項とその進展の経過などを基にしてきめられる。きめる手続きは，総会および各委員会の議長などが中心となり，関係国の代表5～10名ぐらいで起草委員会を組織して原案を起草し，これを委員会，総会に計つて決定してゆく。決議事項の決定に際しては，かなり細かい字句の修正なども含んで，慎重にすすめられる。

27項目の決議事項のうち，第1項から第10項までおよび第26項は，国連における地図関係の事業活動の充実に関するものであり，第27項は，今回の会議に関する日本および国連事務局に対する感謝決議である。前者の中では，国連の地図課（課長，Chris N. CHRISTOPHER）の充実，地図に関する地域連絡官制度の確立，世界地図公報（World Cartography Bulletin）の普及などのことがあげられている。

第11項から第25項までの15項目は，国際協力による地図作成促進等に関する具体的な事項に関する決議であり，要約して紹介すると次の通りとなる。

第11項　トレーニング；地域トレーニングセンターの確立，活用も含みながら開発途上国の技術者のトレーニングを充実してゆくこと

第12項　地名；国連の地名会議（1972年，ロンドン）および同専門家会議（1973年，ニューヨーク）の決議と次回の地名会議（1977年，アテネ）の開催を確認し，国ごとおよび国際的な地名標準化機関を確立し，標準地名集を出版すること

第13項　主題図作成；日本ですすめられている土地利用，植生，地形分類等の体系的調査手法を，地域内各国はこれらの中縮尺主題図作

成に活用すべきであり，また日本（とくに国土地理院）はこれらの主題図作成の手法，技術が各国で活用できるような便宜を計ること

第14項　主題図およびナショナルアトラス：IGU, ICA との連繋のもとに各国がナショナルアトラスを作成すること。アジア極東地域経済アトラスの作成を引続きタイ測量局を中心に促進すること。これに関しアジア極東地域を6シートの500万分の1地図でカバーすることを基本として，1976年までに各国の協力により人口分布図を完成すること

第15項　水準測量：国際的協力を得て開発途上国における国家水準測量体系を確立すること。またその成果を地図作成だけでなく，反覆測量により地殻活動調査にも活用すること

第16項　人工衛星による測地；航海，海の境界，沿岸開発等の世界的課題に対処するため統一された世界測地体系の確立を推進すること。このため人工衛星(測地衛星)の活用を計り，この分野の既開発国は開発途上国に対し援助すること

第17項　国の領海域；国の海上の境界を明確に引くための測量データを準備し，これらのデータを一つの世界測地体系にする可能性を研究すること

第18項　水路業務への財政的援助；地域内の開発途上国の水路部の強化の重要性を認識し，開発途上国は，もし必要ならば国連を通じて利用できる援助を申請し，その水路業務遂行を拡大すること

第19項　国際水路機構への加盟；航海用海図と関連出版物の国際的標準化の重要性に留意し，この標準化は国際水路機構を通じて達成されることを認識し，この地域の海洋国は国際水路機構の構成メンバーとなるよう努めること

第20項　リモートセンシング；リモートセンシングが地図作成，環境調査，資源調査等に果す役割が大きいこと，またリモートセンシングと他の測量(地上測量，空中写真測量)との結びつきが大切なことを認識し，これらの分野における研究開発，国際協力を促進してゆくこと

第21項　人工衛星からの映像；地球環境モニターとしての人工衛星によるリモートセンシングの幅広い能力を認識し，その研究開発を継続発展させること

第22項　地形図作成；地形図に関して十分な経験，能力をもつ国は，国連を介して開発途上国に対し技術，設備を援助してゆくこと。また行政，計画等の責任者に地形図の重要性についての認識を喚起してゆくこと

第23項　都市地域の地図作成；都市の人口急増等により，都市地域の対策は，行政，科学，工学等の各分野の協力により積極的にすすめられねばならず，このため大縮尺の多目的都市図(地籍，土地利用等も含む)の作成が緊急の要務であること

第24項　地籍調査と地籍図作成；地籍調査手法(行政，技術両面を含む)を体系的に整理し，情報を交換し，地籍調査体制の確立推進を計ること

第25項　空中写真と写真測量；空中三角測量の普及，超広角写真の活用，オルソフォトマップ等の普及を計ること

これらの決議事項の中には，前回あるいはそれ以前の会議でも類似の決議事項が出されながらそれがなかなか実現されず，再確認を含めて再び決議された事項がかなり含まれている。測量，地図作成という事業は，それが国としての事業，さらに国際的な事業となると10年，20年の年月を要するものが多いことから考えてみれば当然といえることでもあろう。この意味で考えれば，今回の決議事項のリモートセンシングや測地衛星などの課題も，地域内の各国で実用化してゆくには，かなりの年月を要することであろう。また今回の会議の決議事項のなかで，わが国における空中写真判読等による中縮尺の土地利用図，地形分類図ないし土地条件図，植生図などの主題図作成事業が高く評価され，その手法を地域内各国が利用できるよう日本が便宜を計るべきことを期待する旨の決議(第13項)が採択されたことも意義があろう。

今回の地図会議において，とくにこれらの決議事項をとりまとめてゆく過程で感じたことは，開

開発途上国との間の格差が大きく，その差しも小さくなる傾向にはないということで支術援助，国際協力というこの会議の大きも，逐年改善されてきているとしても，未情や国の政治，行政の体質等の差がかなく，単に技術と資金だけでは解決できないることを感じさせられた。近年日本の測図作成の分野における開発途上国への援力の事業は急速に伸びつつあるが，そのあついても今回の会議で教えられる点が多か思う。

## II ICA 国際地図学会議

### 会議の性格と構成

(International Cartographic Association) 59年に発足し，1960年の第1回総会においSU (International Cooperation for Sci- Union) との連繋を明確にする目的もあつU (International Geographical Union) 団体 (Affiliated Member) となることを申入れた。IGU は，1964年のロンドンに第11回総会において，所要の定款改正をすCA を IGU の Affiliated Member としている。爾来今日まで，ICA 地図会議は，との総会および定期大会は IGU と時期，同じくして開催しており，その中間のほぼとには ICA だけで研究大会を開催して今つている。従つて今日までの大会は，第1年ストックホルム，第2回1964年ロンド3回1967年アムステルダム，第4回1968年デリー，第5回1970年ストレサ，第6回モントリオールおよびオタワ，第7回1974リードとなつている。

は地図学に関するオーソライズされた唯際研究機構である。またここでいう地図学の定款等によれば，主として「地図および類似する図形表現に関する資料，編集，デ製図，複製に関する研究」であり，地理地学等関連分野と密接な連繋を保ちつつそとすすめるとしている。従つて前述の国連議における地図学の範囲よりはかなり狭義ているが，これはすでに地理学，測地学，写真測量学等に関する国際研究機構が別に整備されているためでもあろう。

ICA は個人としての加盟は認めず，国ごとの代表団体がこれに加盟し，総会等における議決はこの代表団体のきめる首席代表の投票によつてすすめられている。ちなみに日本では現在は日本学術会議地理学研究連絡委員会の地図小委員会 (National Committee for Cartography) が ICA に対する代表団体となつている。また ICA の運営は，会長1名，事務総長1名，副会長7名で構成される執行委員会ですすめられる。現在の会長は Prof. A. H. ROBINSON (米国)，事務総長は Prof. Dr. F. J. O'RMELING (オランダ)であり，また日本からは野村正七教授(横浜国立大)が副委員長に選出されている。

また ICA には次にあげる6の研究委員会 (Commission) と2の作業部会(Working Group)があり，それぞれ随時会合をもつて研究をすすめている。

I. 地図学の教育(Education in Cartography)
II. 地図用語の定義，分類，標準化(Definition, Classification and Standardization of Technical Terms in Cartography)
III. 地図学における自動化 (Automation in Cartography)
IV. 主題地図学(Thematic Cartography)
V. 地図の情報伝達機能 (Communications in Cartography)
VI. 地図作成技術(Cartographic Technology)
(以上研究委員会)

1. 海洋地図学 (Oceanic Cartography)
2. 地図学史(History of Cartography)
(以上作業部会)

ちなみに日本からは正規委員として I に金沢敬(建設大学校)，IVに高崎正義(国土地理院)，1に佐藤任弘(水路部)が参加してをり，他の部会にもそれぞれ連絡委員として多数の研究者が参加している。

現在 ICA の加盟国は43カ国 (アジア11カ国，アフリカ4カ国，ヨーロッパ23カ国，米州4カ国，オセアニア1カ国) であり，日本は1961年に加盟している。研究大会の参加者は逐年増加しつ

つあり，第7回会議では500名をこえた。またICAの会議は，上記の性格からも推測される通り，地図に関する新しい技術，新しい理論等に関する研究発表と討論が中心であり，発表者は個人である。すなわち，純粋の学術研究が目的であつて，この点前記の国連の地図会議とはかなり性格を異にする。

2. マドリードにおける第7回会議の概要

マドリードにおける第7回会議は，1974年4月28日から5月4日まで，マドリード市の国立の会議および展示会場(Palacio de Congresos y Exposiciones)で開催された。今回の会議はICAだけの研究発表を中心とする大会であり，ICAとスペインの組織委員会(委員長 D. Rodolfo NÚNEZ de las Cuevas)により運営されたものであるが，次にあげる46ケ国（オブザーバーとして参加した国を含む），6国際機構から508名の出席者があり，ICAの会議としては最大のものであつた。ちなみに日本からは，野村正七(横浜国立大)，高崎正義(国土地理院)，金沢 敬(建設大学校)，金窪敏知(国土地理院)，佐藤任弘(水路部)の5代表他15名ほどがこの会議に参加した。

(参加国)

東ドイツ，西ドイツ，オーストリア，ベルギー，ブラジル，カナダ，デンマーク，スペイン，アメリカ合衆国，フィンランド，フランス，ギリシャ，ハンガリー，インド，インドネシア，アイルランド，イスラエル，イタリア，日本，メシキコ，ノルウエイ，オランダ，ポーランド，イギリス，南アフリカ連邦，スーダン，スエーデン，スイス，チェコスロバキア，タイ，チュニジア，トルコ，ソビエト連邦，ユーゴスラビア，アルジエリア，チリー，モナコ，ベネゼラ，リビア，ブラジル，イラン，コロンビア，キューバ，ドミニカ，アルジェリア，アルゼンチン

(参加国際機構)

国際地理学連合(IGU)，国際水路会議(IHO)，汎米地理歴史協会(PAIGH)，国際民間航空会議(ICAO)，国際写真測量学会(ISP)，ユネスコ(UNESCO)

会議の日程は次の通りである。

4月28日(日)　登録，ICA執行委員会，各研究部会，作業部会等

4月29日(月)　第1回集会（開会式および各研究委員会，作業部会の報告），地図展示会開会，スペイン国地図学委員会(Spanish National Committee on Cartography)主催のレセプション，第2回集会〔テーマ．コンピュター利用による地図表現の質的向上の手法，チエァマン Mr. G. STINE(米国)，発表論文5篇〕

4月30日(火)　第3回および第4回集会〔テーマ，観光地図学，チェアマン Prof. S. RADO 発表論文10篇〕，第5回集会〔テーマ，コンピュター利用による地図表現の質的向上の手法，チェアマン，Mr. G. STINE (米国)，発表論文5篇〕，第6回集会〔テーマ．地図史，チェアマン Dr. H. WALLIS(英国)，発表論文8篇〕，スペイン地図センター主催のレセプション

5月1日(水)　巡検旅行〔a) Toledo, b) El Escorial and Valle de los Caídos, c) Riofrío, Segovia and La Granja〕

5月2日(木)　第7回および第8回集会〔テーマ．人工衛星からの情報の地図学への適用，チェアマン Prof. A. H. ROBINSON(米国)，発表論文8篇〕，第9回および第10回集会〔テーマ．地図作成技術の進歩，チェアマンProf. E. SPIESS（スイス），発表論文9篇〕，マドリード市主催のレセプション

5月3日(金)　第11回および第12回集会〔テーマ．都市地図学とデータバンク，チェアマン，Prof. DUBUISSON（フランス），発表論文10篇〕，第13回集会〔テーマ．航空および海洋地図学の革新，チェアマン，Mr. A. KERR（カナダ），発表論文5篇〕，第14回集会〔その他の課題，チェアマン，Prof. A. H. ROBINSON（米国），発表論文8篇〕，閉会式，公式晩さん会

5月4日(土)　ICA常任委員会，地図作成機関巡検〔a) Institute Geográfico y Cadastral, b) Servicio Geográfico del Ejército, c) Centro de Estudios Hidrográficos〕，スペ

イン組織委員会主催の郊外巡検

上記の日程で，研究発表や討論がすすめられたが，その進め方については，各集会のチェアマンの裁量できめられた。事前に発表者を集めて，細部の打合せをすませ，発表後，発表者相互間のパネルデスカッションの形式をとつた集会もあり，また主として会場からの質疑に応えるという形式をとつたものもあつた。

また以上の集会の各テーマ別の発表論文数を国ごとに内訳してみると次のようになる。

1. 観光地図学 (Tourist Cartography) 10篇（米国2，ソ連2，フランス2，カナダ，ポーランド，東ドイツ，ハンガリー各1）
2. 人工衛星からの情報の地図学への適用 (The Application of Information Derived from Space Program) 8篇（米国5，カナダ2，ISP 1）
3. 都市地図学とデータバンク (Urban Cartography and Data Banks) 10篇（英国2，フランス2，ハンガリー，カナダ，イスラエル，日本，メキシコ各1）
4. 地図作成技術の進歩 (Advance in Cartographic Technology) 9篇（ソ連2，米国，西ドイツ，フランス，ハンガリー，フィンランド，ポーランド各1）
5. 航空および海洋地図学の革新 (Inovation in Aeronatical and Oceanic Cartography) 5篇（ソ連，日本，フランス，米国，英国各1）
6. コンピューター利用による地図表現の質的向上の手法 (Methods for Increasing the Graphic Quality of Computer Derived Maps) 10篇（西ドイツ3，英国3，カナダ2，フランス，イスラエル各1）
7. 探検時代の地図学（地図史）(Cartography of the Age of Exploration) 8篇（日本2，ソ連，カナダ，英国，オーストリア，スペイン各1）
8. その他の課題 (Others) 8篇（英国，スエーデン，西ドイツ，東ドイツ，フランス，米国，ソ連各1国）

国別の論文数の大小が必ずしもその国の地図学研究の濃度を示すとはいえないが，今回の発表論文をみると，米国の11篇がもつとも多く，フランス，英国，カナダ，ソ連が7～8篇でこれにつぎ，西ドイツ，日本，東ドイツ，ハンガリーなどが3～5篇ぐらいの数となつている。個々の論文については紙数の制約もあるので省略するが，今回の会議全体を通じての印象等については，次項でのべることとする。

## III 二つの国際地図会議を通じてみた世界の地図学の動向

以上二つの地図に関する国際会議について報告したが，これらの会議を通じてみた世界の地図ないし地図学の動向について，筆者の感じていることを二，三のべて本稿の結びとしたい。

地図はいうまでもなく国の事業や国民生活のための基礎的な財産であり，この意味では地形図をはじめ，地籍図，地質図，海図，ナショナルアトラス等の基本的な地図の整備がまず第一に重要なことは当然である。とくに国際化時代といわれている今日においては，これらの基本的な地図が，一定の水準ないし基準にもとづいて世界的に整備されることが重要であり，国連の主催する政府間の地図会議においては，このことがもつとも重要な議題になるのは当然である。国連の資料*によれば，もつとも基礎的と考えられる約12万5千分1以上の縮尺の地形図の整備状況でさえ，アジア地域では50%以下，アフリカ地域では40%以下であり，この意味でも世界の地図の底辺はまだまだ多くの問題を残しているといえよう。

しかし反面，これらのことをもつとも重要な議題とした国連のアジア極東地域地図会議においても，リモートセンシングの問題や都市地域の大縮尺の多目的図のあり方などについてもかなりの議論が行われたことも注目すべきであろう。人工衛星から情報を利用して国土の調査をすすめ，迅速な地図作成をすすめることは，開発途上国においても大きな関心事であるからである。また人口，産業の都市集中の問題も，開発国だけでなく，ア

* The Status of World Topographic Mapping, Preliminary Abstruct 1969, United Nations

ジア地域等の開発途上国においても大きな問題であり，そのためには大縮尺の地形図，地籍図，土地利用図等が欠くことができないからであろう。

ICA の会議は，地図に関する最新の研究情報交換の場であり，リモートセンシングを含む地図作成の自動化，能率化の問題が数多く議論されている。同じ自動化，能率化の問題でも，アメリカ，ソ連などの大国ではリモートセンシング等の手法による広域地域の迅速な地図作成が関心事であり，またヨーロッパ各国では，都市地域の地図とその地図等の内容のデータバンク化が大きな関心事である。

地図作成，地図解読の自動化の問題は，筆者の体験では1968年のニューデリー大会あたりからとりあげられ，前回のオタワ大会でもかなりの論文が発表されている。今回の大会ではこの問題が三つぐらいの流れに分れて，実用化が顕著にすすんでいることを印象づけられた。

その1は，地形図，地籍図等の作成において，等高線，地類界，境界，道路，河川などの測量データを図化機から直接，間接にコンピューターに格納し，磁気テープ等を利用して自動的に製図してゆく手法である。その2は，空中写真（可視光線外の波長によるリモートセンシングの写真を含む）の解析値や多数の地図，統計等の読み取り値を，小区画ごとのデータ（メッシュデータ）や，点，線のデータなどにくみかえてコンピューターに納め，このテープから分布図，密度図，変化量図等を自動的に作成してゆく手法である。その3は，人工衛星や航空機等からのマルチバンドカメラによる写真等を利用して，広域の資源調査，環境調査，植生ないし土地利用調査をすすめ，これにより土地利用図，植生図，環境図等を迅速に作成してゆく方法である。

これらの手法に関する研究発表や討論は ICA の会議の各テーマを通じて活発に討論され，かなり広い分野で実用化しつつある印象をうけた。細部の議論は省略するが，一般図，主題図を通じ，また作図，読図（傾斜度，起伏量，土地利用区分別の面積，人口変化量などの定量的な読図）を通じて，かなりの部分が自動化されてゆく時代もそう遠くはないであろうと感じた次第である。

また国連の会議，ICA の会議を通じて都市図のあり方についても，今後の世界的な研究課題となる面を多分に含んでいることを感じた。地形図や土地利用図等における山地部，農村部の表現は，山地や農地における土地の景観と機能との関係が分りやすいこともあつて，世界各国のどの地図をみても地図表現に大きな違いはない。しかし複雑な景観と機能（とくに近代都市の機能は複雑，多様である）をもつ都市部の表現となると，各国の中縮尺，大縮図にかなりの相違がある。またこれらの都市の経営ないし計画のための地図となると，ユーザーも多数，多様であり，標準的な都市図のあり方，そのデータバンク化となると，ヨーロッパ各国はじめ，カナダ，アメリカ，日本などで多数の研究がすすめられているが，未だ基本的な方向がきまつてきてはいない課題である。

一方また海洋図（航海用海図以外の海洋の地形，地質，生物，あるいは海水，海流等を示す地図）に関する研究も，世界的な課題であり，ICA の会議では数多くの試作図が展示され，いくつかの論文が討議されたが，海底の地形を示す地図でも，アメリカ，ソ連等の太平洋，大西洋の大地形を示すものから，日本，フランス，カナダなどの沿岸海域のかなり詳しい地形を示すものまで各種の地図まで試作されている。ちなみに，ICA の会議に併設された地図展示会でも，出品地図413点中，海洋図ないし航空図に関するものが116点と1/4強を占めたことでも，この分野における地図作成が世界的課題であることが推測されよう。

これらの新しい地図の開拓や，地図作成の自動化，機械化がすすむ反面，古い時代の手作りの地図に対する郷愁もまた近年の傾向としてみのがすことはできない。古地図に関する研究や展示会は，日本でも次第にその数を増してきている。ICA における古地図研究は，19世紀以前の地図にみられる地図作成技術の研究から出発しているが，最近では単に技術史的なものだけでなく，古地図を通じて往時の地図学者ないし地理学者の世界観，地域観を究明してゆこうとする分野を広く含んできている。

**付記**

上記の二つの地図会議についての関係資料（発

表論文，関係資料および地図等）は，国土地理院，水路部，日本国際地図学会（東京都渋谷区道玄坂２－10大宗ビル３号館日本地図センター内）等に保管されているので，必要な方は問い合せの上利用されたい。また上記の会議等に関する比較的詳しい報告は，次の日本国際地図学会機関紙「地図」に掲載されている。


1. 原田美道：第４回アジア極東地域地図会議報告（「地図」Vol. 3, No. 1965, p. 7～12）
2. 井上英二，長谷　実：第５回国際連合アジア極東地域地図会議報告（「地図」Vol. 5, No. 2, 1967, p. 7～15）
3. 原田美道，長谷　実：第６回国際連合アジア極東地域地図会議報告（「地図」Vol. 9, No. 1, 1971, p. 1～9）
4. 渡辺　光，高崎正義，今吉文吉，金沢　敬：第７回国際連合アジア極東地域地図会議報告（「地図」Vol. 12, No. 1, 1974, p. 1～13）
5. 渡辺　光：1964年７月６日～８月11日イギリス London および Edinburgh で開催された国際地理学連合第11回総会，第20回国際地理学会議並びにそれに付随して開かれた第２回国際地図学会および地図学シンポジウム（「地図」Vol. 2, No. 4, 1964, p. 1～5）
6. 金沢　敬：カルトグラファの現状と将来―地図学に関する２つの国際会議出席の印象―（「地図」Vol. 4, No. 3, 1966, p. 1～7）
7. 岸本治子，中島香子，金沢　敬：ICA 第３回国際地図学会議―報告―（「地図」Vol. 5, No. 3, 1967, p. 27～43，および「地図」Vol. 6, No. 2, 1968, p. 47～52）
8. 渡辺　光，高崎正義：第３回国際地図学会議総会等の報告（「地図」Vol. 7, No. 2, 1969, p. 1～8）
9. 山崎寿雄：第５回地図学会議報告（「地図」Vol. 8, No. 3, 1970, p. 4～6）
10. 高崎正義，野村正七，金沢　敬他：第４回国際地図学会総会および第６回技術会議報告（地図 Vol. 11, No. 1, 1973）
11. 高崎正義，金沢　敬他：第７回国際地図学会議報告（地図 Vol. 12, No. 3, 1974, p. 32～44）


（1974年８月27日受理）

## 書評と紹介

**Hans Boesch : U S A—Werden und Wandel eines kontinentalen Wirtschaftsraumes.** 255 S., 10 Karten, 53 Farbphotos, 1973 Kümmerly & Frey Geographischer Verlag, Bern

著者が Zürich 大学にあつて，学界における指導的役割りを果しつつあること，また既に西南アジア，アメリカ合衆国，中央アメリカ等に関する好著のほか，かの世界経済地理図帖の編著者でもあることは周知のとおりである 本書は同教授の近著である。アメリカ合衆国に関する地理学書は，筆者の識る限りでも多数にのぼるが，筆者は著者のご好意によつて本書を通読する機会に恵まれ，同著者の前著(1956)にも増して，本書の内容に多大の興味を覚えた。ここにそのごく大要を紹介することにした。

本書は，その副題からも明らかなとおり，アメリカ合衆国という，1つの大陸的経済域の形成と変遷とを扱つたものである。

本書ではまず，アメリカの最も基本的自然環境をとり上げ，植民地時代以前のそこの人々の生活がそれといかなる係わりをもつていたかの論述からはじまる（なお，人間生活と自然環境との係わりについては，その後でも，植民地時代およびそれ以後の時代の論述においても，随所で見事に扱われている)。

次いで，この大陸におけるヨーロッパ諸国の植民地形成過程と，それに伴なう地域分化が詳細に扱われる。さらに著者は合衆国内の植民に筆を進め，当時の土地制度，土地の測定と境界の決定，先住民たるインディアンと移住者との関係，当時の政治形態，政策など，それ以後のアメリカ合衆国の発展に対して大きな影響を与えたもろもろの問題を1つ1つ解明する。さらに著者は，言語・文化・宗教・技能などを異にする移民による，いわゆる人種・民族の坩堝なるものの実態の指摘と，それをとおして，アメリカ国民についての掘り下げた論述を進める。

つづいて著者は，このようにして形成された合衆国の経済域の基礎構造が，農業の地域的特殊化の進行，工業中心の発達，地域間の結び付きの推移をとおして，次第に合衆国という巨大な1つの経済域を形成する過程を刻明に説く。ここではまた合衆国の都市，農村の性格・特色を指摘することも忘れてはいない。

筆者はさらに筆を進め，合衆国にとつても多難な時代であつた1930年代（当時著者はアメリカに在つて，この時代のアメリカについての研究を進めていた）における合衆国の社会，経済，政治を通してのアメリカの特色を指摘する。つづいて戦時中のアメリカの経済，産業の推移から進んで，戦後のアメリカへと論を進め，農業・非農業部門に関する生産性の比較検討による戦後のアメリカ産業の特色，新らしい工業地域の分散的形成の実態を明らかにするとともに，交通，エネルギーなどの変革の，アメリカ経済に及ぼす影響を解明する。つづいて著者は，問題をはらむアメリカ社会を背景に置きながら，アメリカにみるさまざまな都市問題の指摘を試みる。都市社会の実態の提示，都市内部および周辺部の変質の指摘は鋭く行なわれる。

最後は合衆国に係わる国際政治地理的論述である．ヨーロッパ人の立場に立つて，国際関係・経済の舞台での合衆国についてくだした著者の解釈，評価は，著者が地理学界においては類稀れな国際人であつて，日本はじめアジア等についての深い認識の持主でもあることを考えると，われわれにとつても大いに参考となろう。

本書の大筋を紹介すると以上のとおりである。これからも明らかなとおり，本書はいわゆる教科書的なものでもなければ，またアカデミックな研究論文的なものでもない。いわば高度な地理学的評論とでもいうべきものであろう。しかも本書が，著者自身のアカデミックな多くのアメリカ研究を敷石として，周到な用意のもとに，著者の深い学識と高い識見とが十分に発揮されつつものされたものであることは，本書の有する価値を高めるものである。また論述にあたつては，つねにヨーロッパとの比較が念頭に置かれていることは，本書の大きな特色であつて，ここに著者の意図の1つがよくうかがわれる。

本書には挿図は多くない。収められた10葉の図は何れも合衆国地質調査所刊の地形図の複製である。多くの地理学書に見るような地図類，分布図類などは1葉も収められてはいない。また本書には索引も用意されていない。これらは本書の利用者にとつて，場合によつては若干不便をきたすことになろう。しかし著者の名文は読む者をして飽かしめることなく，一旦読み出したならば途中ではやめられない興味を読者に与えるであろう。収められた50数葉のカラー写真（その約半数は著者の撮影になる）の活用は実に効果的である。

最後に，本書の内容の個々の紹介，評価のほかに，本書の構成，またその土台にある著者の構想にいささか注意を払うべきであろう。これまで世に送られている，合衆国に関する多くの地理学書と比較するならば，本書における著者の構想は自ら明らかとなろう。アメリカ合衆国の発展を地理学的に論述することのほかに，本書の序言にも触れられているように，これからの地理学のあり方についての著者の見解，ないしは試案を提示しようとした，それが本書である。この内容の豊かな書は，アメリカ合衆国の地理について学ばうとする人にとつては好個の読みものであり，また地理学徒にとつては，さらにその上に，これからの地理学，特に地誌，のあり方を考える上での資として，本書の果たす役割は大きいものと考える。

（矢沢大二）

## 協会記事

**編集委員会**（昭和49年8月27日）

出席者：矢沢委員長，安斎・井上・川上・佐藤(久)・高崎・中村・前島・前田・山本委員

議　事：地学雑誌第83巻5号・6号の編集について審議した。

**編集委員会**（昭和49年9月24日）

出席者：矢沢委員長，安斎・井上・川上・諏訪・中村・前島委員

議　事：地学雑誌第83巻6号以降の編集について審議した。

**理　事　会**（昭和49年9月25日）

出席者：坪井会長，坂本・保柳副会長，川上・斎藤・西川・矢嶋理事，木内・山口監事

議　事：

1. 次の正会員入会申込みを受理した。
   成瀬敏郎
2. 伊能忠敬記念出版について矢沢委員より経過報告があつた。
3. 評議委員会および講演会開催日程を昭和49年11月30日と決定した。
4. 地下鉄工事に伴う地上権設定契約を承認し協会土地権利証を監査異状無きことを確認した。
5. 次回理事会の開催を11月13日と決定した。

**編集委員会**（昭和49年10月21日）

出席者：矢沢委員長，安斎・川上・佐藤(久)・諏訪・中村・山本委員

議　事：地学雑誌第84巻1号以降の編集について審議した。

**日本地学史資料調査委員会**（昭和49年10月26日）

出席者：小林委員長，岡山・川上・諏訪・湊・石山委員

議　事：

1. 前回（第9回）の議事録を承認した。
2. 今後の問題について審議した。

## 委員会からのお願い

地学雑誌の編集は，会員のご協力によって，順調に進行していますが，到着原稿の多寡などの関係から，ご投稿後印刷まで，まことに遺憾ながら，ときにはやや長くお待ちいただくこともありました。今後委員会としては編集について一層の工夫をこらす所存ですので，よろしくご諒承下さい。今後とも積極的なご投稿をお願いするとともに，ご投稿にあたっては，投稿規定を十分参照されるよう，あわせてお願いいたします。

なお，投稿予定をおもちの節はこの旨ご連絡いただければ，編集計画の大綱をたてる上で大きな助けとなりますので，ご協力得られれば幸いです。またお質ねがあれば，編集の現状等についてはいつでもお知らせします。

1974年10月21日

東京地学協会編集委員会




| | |
|---|---|
| 地学雑誌 第804号 | 昭和49年12月15日印刷<br>昭和49年12月20日発行 |
| 編集兼発行者 | 矢　沢　大　二 |
| 印刷所 | 一ツ橋印刷株式会社<br>東京都品川区上大崎 3-12-15 |
| 発行所 | 社団法人 東京地学協会<br>東京都千代田区二番町12の2<br>郵便番号 102<br>電話東京 (261)0809番<br>振替口座東京 66278番 |

# 地学雑誌第83巻総目次

## 論説・報告



## 短報・資料

## 書評と紹介



## 口 絵

# Contents of Journal of Geography, Vol. 83, 1974

## 地学雑誌投稿規定

### 総　　則

1. 投稿者は会員を原則とする。ただし，会員の紹介があり，編集委員会がその内容を適当と認めた場合は非会員の投稿も受付ける。
2. 論説・報告の原稿は，一般公開刊行物に未発表のものであること。
3. 編集委員会が投稿原稿の内容を本誌には不適当と認めた場合には，その理由を付して投稿者に返送する。また編集委員会は，投稿者の意図をそこなわない範囲において，原稿に加筆・訂正・削除などの修正を行なうことがある。
4. 校正は原則として編集委員会が行なう。
5. 原稿は著者に返送しない。ただし写真などで特に返送を希望するものについては，投稿の際その旨を明記されたい。
6. 投稿原稿は，封筒に「原稿」と明記し，当協会編集委員会あて書留で送られたい。

### 細　　則

1. 投稿原稿の長さは，原則として表題・欧文要旨・図表・写真などを含めて本会誌15ページ(400字詰原稿用紙だけでは65枚）程度内外を限度とする。ただしこれ以上の長さにわたるものも，編集委員会で適当と認めた場合には，2回の連載を限度として，分割して掲載することがある。
2. 原稿の添付図・写真・表は必要最少限にとどめ，原図の大きさは新聞紙半ページ以下，表については刷り上がり1ページ以内とする。
   なお図および複雑な表は墨書し，そのまま凸板にできるようにする。図および表の挿入箇所を必ず本文原稿の欄外に指定しておくこと。
3. 原稿には欧文表題・投稿者のローマ字氏名を付記するほか，論説には欧文要旨を添付すること。
   欧文要旨は，本会誌の国際性にかんがみ，少なくとも600語（タイプダブルスペース2枚）以上とし，著者の責任において十分外国人に理解されるものにすること。
4. 文献は，脚注，あるいは本文末尾に一括，のいずれでもよい。
   文献は次のように書くこと。
   太田良平・竹崎徳男 (1966)：シラスに関する諸問題，地学雑誌 Vol. 75, No. 1, pp. 1-10.
   FISCHER, W. A. (1962) : The Use of Photographs and Images for Geologic Purposes. *Jour. Geogr.* Vol. 71, No. 2, pp. 43-59.
5. 原稿第1ページの脚注に著者の所属機関を記し，右肩に希望別刷数を赤で書くこと。別刷は50部までは無料，それ以上の部数については著者の実費負担とする。なお図表類を当協会で凸版用に書き直した場合も，その実費は著者の負担とする。

### 原稿の書き方

1. 協会指定の原稿用紙（400字詰）を用い，ひらがなで横書きとする。協会の原稿用紙は申込みがあれば送付する。
2. 章・節などをはっきり区分して，読みやすいようにする。
3. 固有名詞・術語そのほか，やむをえない場合のほかは，当用漢字，現代かなづかいにしたがう。
4. 外国の地名については，「地名のよび方と書き方」（文部省，昭和34年）を基準とする。中国の地名その他の固有名詞については，日本の活字の関係から簡化字はさけること。
5. 数字は1. 2. 3‥‥を用い，度量衡の単位記号は，m, cm, km, g, kg, l, kl, cc, $m^2$, $m^3$ などを用いる。
6. 化石名，植物名などに対するイタリック・スモールキャピタルの指定は，著者が原稿の上に行なっておくこと。

## 東京地学協会取扱い出版物

### 地質調査所報告

| 号 | 各 〒 300円 | 定価 円 |
|---|---|---|
| 156 | 地震探鉱反射法の研究 | 300 |
| 161 | 山形市付近の天然ガス地化学調査報告 | 500 |
| 162 | 秋田県小坂鉱山の母岩の変質 | 450 |
| 164 | 火薬爆発によつて生ずる稚振動および反射波の実験的研究 | 450 |
| 165 | 北海道のチタン資源 | 550 |
| 168 | 宮崎県小林市付近天然ガス調査報告書 | 450 |
| 176 | 北海道のクロウム鉱床 | 400 |
| 184 | 弾性波パルスの伝播に関する研究 | 400 |
| 185 | 上部石狩層群堆積過程における豊里堆と芦別沈降盆地 | 460 |
| 186 | 八幡油田鹹水の地球化学 | 620 |
| 188 | 地表付近の天然放射能によるガンマ線強度分布について | 400 |
| 189 | 青森県尾太鉱山の硫化鉱物中の微量成分について | 350 |
| 190 | 日本におけるウランの産状 I | 1,300 |
| 191 | 琵琶湖東方地域古生層の紡錘虫の研究 | 1,000 |
| 193 | 北海道庶路地域の炭田ガスについて | 470 |
| 194 | 天草下島教良木層産始新世有孔虫類 | 470 |
| 199 | 硫化鉱物の微量成分の地球化学的研究 | 420 |
| 200 | 本邦クロム鉱床の成因的研究 | 580 |
| 221 | 北海道常呂地方のスピライトと含マンガン赤鉄鉱鉱床 | 470 |
| 226 | イラン国北西部のアングラン鉱山 | 430 |
| 235 | 北西九州古第三紀砂岩中のジルコン－ざくろ石－電気石比がもつ地質学的意義 | 500 |
| 239 | 日本の主要モリブデン鉱床と関連する花崗岩質岩類 | 1,200 |
| 248 | 西南日本内帯の"夜久野複合岩体"中の変はんれい岩とその関連岩類 | 700 |
| 249 | 地下水位の観測記録 | 700 |
| 251 | 北上山地の白亜紀花崗岩類―岩石記載と帯状配列 | 1,700 |
| 252 | 草津－万座地熱地域の地質学的リモートセンシング | 1,200 |
| 特別号 | (C) ゲルマニウム資源について | 330 |
| 特別号 | (5) 爆破地震動観測資料より得られた松代群発地震域の地下構造 | 1,050 |
| | Tertiary Florasof Japan (Miocene Floras) | 2,300 〒350 |
| | 日本の学者による中国本土に関する地理学的研究著書・資料・論文目録 (1935—1950) | 200 〒135 |

**地質調査所月報** 毎月発行，1カ年（昭，49年）8,500円

**地学雑誌** 隔月発行，1カ年 5,000円

**備考** ご注文はすべて前金，正会員は定価の1割引。

# 地學雜誌

# JOURNAL OF GEOGRAPHY

Vol. 84, No. 1 (805), 1975




目　　次



## CONTENTS




**TOKYO GEOGRAPHICAL SOCIETY**

**(TOKYO CHIGAKU KYOKAI)**

***Founded in 1879***

**Nibancho, Chiyoda-ku, Tokyo**

# 東京地学協会取扱い出版物

$\frac{1}{50万}$ 地質図　各〒135円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 八丈島 | 500 | 金沢 | 1,280 |
| 奄美大島 | 500 | 岡山 | 1,280 |

$\frac{1}{20万}$ 地質図　各〒135円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 石巻 | 440 | 深浦 | 620 |
| 大分 | 440 | 松山 | 620 |
| 男鹿島 | 440 | 宮津 | 620 |
| 唐津 | 440 | 稚内 | 620 |
| 高知 | 440 | 岩内 | 870 |
| 野辺地 | 440 | 天塩 | 870 |
| 羽幌 | 440 | 広尾 | 870 |
| 輪島 | 440 | 尻屋崎 | 870 |
| 青森 | 620 | 鳥取 | 1,140 |
| 網走 | 620 | 北見 | 1,140 |
| 伊良湖岬 | 620 | 剣山 | 1,140 |
| 酒田 | 620 | 斜里 | 1,140 |
| 新庄 | 620 | 留萌 | 1,140 |
| 標津 | 620 | 帯広 | 1,310 |
| 苫小牧 | 620 | 豊橋 | 1,310 |
| 七尾富山 | 620 | 知床岬 | 1,360 |

各〒165円

| | | |
|---|---|---|
| 1/200万 | 日本変成相図 | 700 |
| 1/200万 | 日本の火山 | 1,490 |
| 1/200万 | 日本炭田図 | 890 |
| 1/200万 | 日本鉱床生成図 (14) | 720 |
| 1/200万 | 日本鉱床生成図 (15) | 940 |
| 1/ 20万 | 中部地方領家帯 | 2,100 |
| 1/ 50万 | 後期新生代地質構造図東京 | 1,280 |
| 1/ 50万 | 地質構造図秋田 | 1,090 |
| 1/2万5千 | 佐世保北部 | 1,090 |
| 1/2万5千 | 生駒山地西麓部 | 830 |
| 1/2万5千 | 鬼首 | 830 |
| 1/ 10万 | 石狩沖積低地 | 1,240 |
| 1/ 50万 | 第四紀地殻変動図近畿 | 1,580<br>〒195 |

| | |
|---|---|
| 地質図幅目録図(昭，49年版) | 660<br>〒 80 |

| | |
|---|---|
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 I | 610 |
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 II | 590 |
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 III | 560 |
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 IV | 1,490 |

$\frac{1}{7万5千}$ 地質図　説明書付き　各〒195円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 鬼首 | 620 | 徳島 | 620 |
| 塩原 | 870 | 勿来 | 620 |
| 高松 | 620 | | |

各〒195円

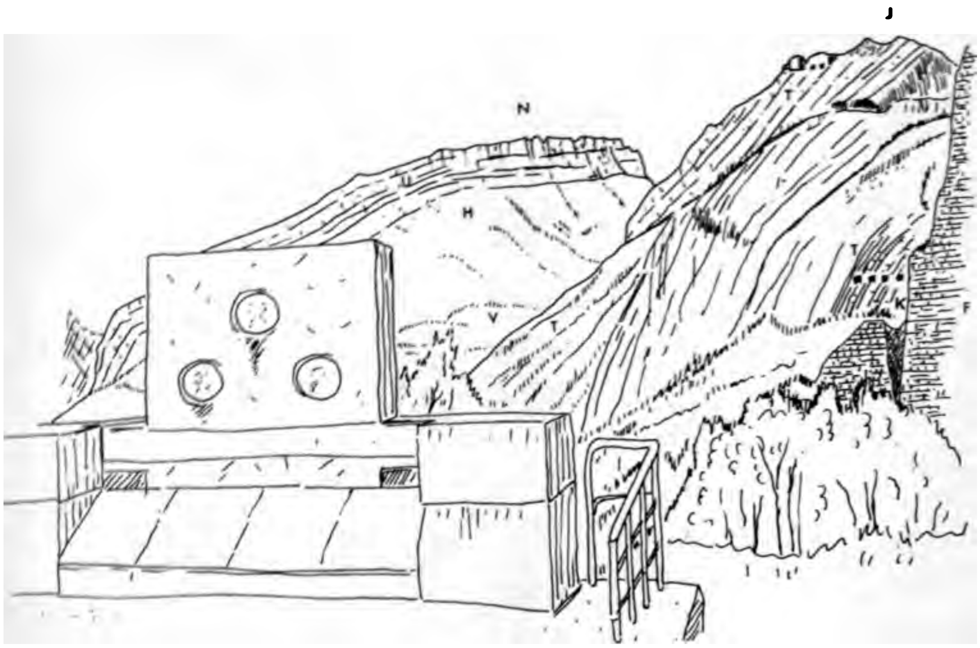
| | | |
|---|---|---|
| 日本油田ガス田図(I) | 青山奥 | 820 |
| 日本油田ガス田図(II) | 横浜 | 820 |
| 日本油田ガス田図(III) | 横須賀 | 820 |
| 日本油田ガス田図(IV) | 富津・大多喜 | 820 |
| 日本油田ガス田図(VII) | 魚沼 | 3,410 |
| 日本油田ガス田図(VIII) | 本宿 | 1,510 |
| 日本油田ガス田図(IX) | 七谷 | 8[illegible] |
| 日本油田ガス田図(X) | 茂原 | 2,[illegible] |
| 日本油田ガス田図(XI) | 佐渡 | 1,[illegible] |
| 日本水理地質図(I) | 木曽川左岸・矢作川・豊川流域 | [illegible] |
| 日本水理地質図(IV) | 山梨県釜無川および笛吹川流域 | [illegible] |
| 日本水理地質図(V) | 香東川・土器川・財田川流域 | [illegible] |
| 日本水理地質図(VI) | 愛媛県金生川・加茂川・中山川・重信川流域 | [illegible] |
| 日本水理地質図(VII) | 千葉西部 | 6[illegible] |
| 日本水理地質図(VIII) | 奈良県大和川流域 | 6[illegible] |
| 日本水理地質図(X) | 関東平野北西部 | 6[illegible] |
| 日本水理地質図(XI) | 長野県松本盆地 | 6[illegible] |
| 日本水理地質図(XII) | 兵庫県南西部 | 8[illegible] |
| 日本水理地質図(XIII) | 佐賀・福岡県筑後川中流域 | 8[illegible] |
| 日本水理地質図(XV) | 都城盆地 | 84[illegible] |
| 日本水理地質図(XVI) | 仙台湾臨海地域 | 84[illegible] |
| 日本水理地質図(XVII) | 高知県・鏡川・国分川および物部川流域 | 84[illegible] |
| 日本水理地質図(XVIII) | 福岡・大分山国川および駅館川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XIX) | 熊本県白川および黒川流域 | 84[illegible] |
| 日本水理地質図(XX) | 鳥取県日野川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XXI) | 福岡県矢部川中流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XXII) | 山梨・長野県釜無川上流域 | 1,110 |
| 日本水理地質図(XXIII) | 長野・群馬県湯川および吾妻川流域 | 1,600 |
| 日本水理地質図(XXIV) | 長野県千曲川中流域 | 1,490 |

$\frac{1}{80万}$　各〒135円

| | | |
|---|---|---|
| 空中磁気図(I) | 酒田-村上-弥彦-糸魚川海域 | 1,030<br>〒195 |
| 空中磁気図(II) | 稚内-利尻-遠別-留萌-札幌海域 | 1,030<br>〒195 |



フランス・アルプスの地質構造研究の中心地グルノーブル




**フランス・アルプスの地質構造研究の中心地グルノーブル**

フランス・イタリア国境に源を発するイゼール川がフランス・アルプスを横切つてローヌ川の谷に流れ出すところで，この川はアルプスの一番外側に当る Chaînes subalpines を横切る。グルノーブルはこの峡谷の出口にあつて，アルプスの入口を扼する要衝の地に当つている。町の大部分はイゼール川の沖積地（Grésivaudan とよばれる）上にあるが，町のすぐ北側の Grande Chartreuse 山地の南端部には，古くから城がたてられていた。この城のたてられている小丘――La Bastille とよばれる　は，ジュラ系上部の石灰岩から成つていて，その頂上から西に向つて下部白亜系の層序が順に眺められる。Urgonien の地層は厚い石灰岩で，Tithonique の石灰岩層と共にこの山地の地形を決める重要な要素になつている。その褶曲の形そのものがそのまま谷や山稜になる場合が多い。写真は La Bastille から西に向つての眺望で，左側の山 Le Néron（N）の稜線は Urgonien（U）の石灰岩層である。その下位に順に Hautérivien (H) と Valanginien（V）の泥灰岩がゆるい斜面をつくり，写真には見えない谷は Berriasien に相当する。さらに Tithonique（T）の石灰岩層が山稜をつくり，Le Jalla（J）の山がこれに当る。城（F）は Kimméridgien（K）の石灰岩上にのつている。

グルノーブルは，そのおかれた環境から容易にうなづけるように，昔からアルプスの地質構造研究のセンターであつた。これを象徴するように La Bastille の展望台には，写真のような花崗岩の碑があつて，アルプスの地質構造の研究で有名なグルノーブル大学の３人の地質学者のレリーフがはめこまれている。上段が Charles LORY (1823～1889)，左が Wilfrid KILIAN (1862～1925)，右が Pierre TERMIER (1855～1930) で，しばしば文献にあらわれる大きな名である。

（佐藤　正）

# 棚田の水利—信州姨捨，能登輪島，越後早川谷の場合

竹 内 常 行*

## On the Irrigation of Terraced Paddy Fields (or Rice Terraces) with Special Reference to the Wajima Region, the Obasute Region and the Hayakawa Valley

Jogyo TAKEUCHI

**Abstract**

When making paddy fields on a slope, the paddies, each with a level surface, must be made one by one in the form of a series of shelves or terraces. Paddy fields made in this manner are calld "terraced paddy fields" or "shelf paddies" "tanada" in Japanese. Such paddy fields are found in various parts of the mountainous regions of Japan, and may roughly be divided into two categories, depending on the nature of the place where they are found. The first category includes terraced paddy fields that stretch in long, narrow lines along the bottom of small valley among the mountains. To the second category belong those that are found stretching on wide slopes. Terraced paddy fields belonging to the first category are found everywhere in mountainous regions. They are easy to make and their irrigation presents no problems. In the case of terraced paddy fields of the second category, however, because of the general complexity of the relief of the slopes where they are found, their making in such places requires great labor, and their irrigation is a difficult matter.

The present writer conducted a study of 26 of the main terraced paddy fields belonging to the second category, and in each case, was convinced of the great pains and resourcefulness required to ensure the supply of irrigation water.

In Japan, rice has been the main food crop since ancient times; and until the Meiji period, it was the practice among farmers to pay their taxes in rice. Rice was the all-important element of economy, both for the central and local feudal lords until the Meiji period. This was the reason that, throughout the nation, the development and expansion of paddy fields were the two main concerns of the rulers as well as the farmers. This state of affairs continued until recent times. The present writer believes that it is possible to consider the existence of terraced paddy fields as one of the manifestations of the history of this type of rice-centered policy in the form of cultural landscapes seen in the land.

In the present paper, the writer has chosen three typical regions, and he purposes to

* 早稲田大学教育学部 School of Education, Waseda University

describe the development of the irrigation of the terraced paddy fields found in each of these regions.

1 The Wajima Region in the northern part of the Noto Peninsula.

This region is the location of "Shirayone no Senmaida" (or "Numerous Small Terraced Paddy Fields of Shirayone"), which in recent years have come to attract the attention of tourists. There are monographs and books which state that the terraced paddy fields in this region are supplied with irrigation water by springs and rain water. The writer, however, has made clear in the present paper the fallacy of these claims. In the Edo period, in order to irrigate the terraced paddy fields in this region, long irrigation canals were dug to draw irrigation water from the upper reaches of rivers among the mountains, while irrigation reservoirs were made among the mountains to provide irrigation water. Examples of these irrigation systems are shown in Figures 1 and 2. The terraced paddy fields in this region are developed on slopes formed as a result of landslides.

2 The Obasute Region in Nagano Prefecture.

This region is the location of terraced paddy fields widely reputed as "Tagoto no Tsuki" (or "The Moon Reflected in Each of Many Paddy Fields"). In this region, too, are found terraced paddy fields on slopes formed as a result of landslides. Concerning the terraced paddy fields in this region, there are books which state that they were supplied with irrigation water by springs and rain water, but the irrigation system in this region is not such a simple matter. In the upper stream of the Sarashina River which flows through this region, irrigation reservoirs were made, and water from springs is collected therein. When the time for irrigation comes, the water is discharged into the river, thereby making the amount of river water stable. Irrigation water is distributed by means of a network of small, narrow irrigation canals. The construction of such a network of irrigation canals has cost the local people much effort and pains since ancient times.

(3) The Hayakawa Valley in the western part of Niigata Prefecture.

On both banks of the Hayakawa River, there is an extensive terrain formed by landslides, where terraced paddy fields are found. These paddy fields were supplied with irrigation water in former times by several small tributaries on the slopes of both banks. During the droughts in summer, however, it was impossible to escape losses due to these droughts. In the Meiji period, long irrigation canals were dug on both banks of the Hayakawa River to get water from the upper course of the river. These canals supply more irrigation water to the paddy fields that have been in existence since ancient times, and they have also made it possible to irrigate a number of newly-made paddy fields. This region has heavy snowfall, and the present writer has described the use made of the water from the melting snow for purposes of irrigation. He has also described the difficulties due to avalanches and landslides which pose a menace to the maintenance of the irrigation canals.

## はしがき

きわめて低平な三角州平野や干拓地に開かれた水田は，1枚1枚の田の高低差は，ほとんどないといつて差支えないが，氾濫原，自然堤防帯，扇状地とかわるにしたがつて，そこの水田の1枚1枚の高低差が生じて来る。しかし沖積扇状地でも，われわれの視覚に訴えるほどの棚田は見られない。水田には畦畔があるために，田の高低差が相当に大きくならないと，いわゆる棚田として視覚に強く訴えるようにならない。どの程度の高低差があれば，棚田というべきかは，厳密な定義はきめられていないが，低くとも，上位の田の畦畔が，下位の田の稲穂の高さ以上である田が，連なつておれば，棚田景観としてわれわれの視覚に訴える。

わが国では，このような棚田景観は，山間部においていたるところに見られるが，かつて辻村先生が区別されたように*，これらの棚田も大別して2種類に分けられる。もつとも普通に見られるのは，比較的急な谷底に沿うて存在する棚田であるが，この種の棚田はその造成の困難さにおいても，用水獲得の困難さにおいても，とくに酷しいものがあるとは考えられない。ところが急な谷壁や山地の斜面に広く展開する棚田の場合は，その特異な景観はわれわれの目を見張らさせるとともに，どのようにして用水が確保されているかについて，われわれの探求心をそそるのである。

本稿で対象とする棚田は，この後者の棚田である。斜面に棚田を造成する場合には，はじめに耕土に適する表土をはいで，脇に寄せておいて，それから予定する田面の上の方の斜面の土を掘りとつて，田面より低い斜面に盛つて平坦面を作る。漏水の著しい土質の場合には，粘土質の土を客土して，床土としてつき固め，その上によけておいた耕土を敷いて棚田を造るのである。棚田を造ることを，田を掘るというところがあるが，このような作業があるからであろう。地下に石が多ければ，棚田の崖は石垣となるが，石がない場合は，崖に法をつけるために，田の本地（作付けできる田面）に対し，畦畔の占める割合が大きくなる。

地下に巨礫，岩塊の有無や，斜面の傾斜の緩急，起伏の大小によつて，棚田造成に要する作業量はさまざまであるが，ブルドーザなどの土木機械利用以前の人力時代においては，棚田10アール当り，300～450人の労働量を要したとの調査がある**。このような棚田はその造成に要する労苦の多さから，「日本のピラミッドなどと呼ばれることもあり，棚田の景観は，人間労働の作り上げた壮大な景観の一つである***」と驚異の目をもつてみられるのである。

日本の地理学界に，景観論が紹介された頃，この棚田の景観に注意が払われたが，棚田を扱つた研究は，必ずしも多くは出なかつた。能　登志雄，吉崎恵次等は，生活空間の範囲とその限界の探求を主目的として，土地利用の1形式としての棚田や段々畑の全国的分布を概観し，とくに九州について，150万分1程度の地図に，棚田地域の分布を図示した****。保柳睦美は，棚田の幅や段高と傾斜との相関関係を求めんとして，信州姨捨地方他2地域について，詳細な統計的研究を試みた*****。

ところで棚田が，どうして，どのようなところに造られているかを考察する場合には，日本農業における水田，稲作の地位を，歴史的に考えてみることが重要であることはいうまでもないが，それはそれとしても，いかなる傾斜地において，水田造成が技術的に可能であつたかを考察する必要がある。その際いかなる地形，土質であるかという問題とともに水利条件がどうかという問題が，基本的な条件の1つとして

* 辻村太郎(1932)：景観地理講話，pp. 30-31

** 市川健夫の長野県下水内郡栄村，秋山郷の調査（高冷地の地理学，189p.）及び筆者の研究協力者，中島峰広の宮崎県耳川上流の諸塚村の調査.

*** 古島敏雄(1967)：土地にきざまれた歴史，（岩波新書），p. 139

**** 能　登志雄，吉崎恵次(1936, 1938)：本邦に於ける階段耕作の地理学的研究，（Ⅰ）（Ⅱ）（Ⅲ），地理学評論，12巻4，7号，14巻，3号.

***** 保柳睦美(1937)：傾斜と水田の階段との関係，地理学評論，13巻，8号. pp. 737-753

探求されねばならないと思われる。

日本の棚田は地辷り地帯に多く分布する。地辷り現象を研究した小出 博は，地辷り地帯には，水田を造成し，稲作を営むのに有利な条件が存在するとして，かつて4つの条件をあげた*。すなわち(1) 地辷り地帯の斜面の中には，水田を造り易い緩斜面が存在する。(2) 地辷り地の土壌は強粘土質で保水力が大である。(3) 地辷り地には湧水が豊富で，灌漑水が得易い。(4) 地辷り地では，斜面の上の方に溜池を築くのに適当な地形がある。という4条件である。

筆者がかつて，新潟県関川水系の水利の発達を調査した際に，頸城丘陵の第3紀層地辷り地帯の棚田の水利を考察する必要に迫られ，若干の調査を行なつた**。その際，小出 博のあげた4条件のうち，地形，土質に関する条件が有利な条件であるということは問題はないが，湧水が豊富であるからとか，溜池を作り易い地形があるからという条件は，必ずしも地辷り地帯に広く全域的に見られる条件ではなくて，地辷り地帯であるが故に，水利上有利であるとはいえない，ということを知つた。

昭和46，47，48年度の科学研究費の補助を受けたので，改めて全国的に主要な棚田地域と思われる26の地域の調査を行なつたが，棚田地域はいづれも，その用水確保に，非常な苦心を払つていることを確めることができた。それらの概報を1973年度の日本地理学会，秋季学術大会で発表し，1974年度の秋季学術大会では，広大な棚田地域の頸城丘陵と，北上山地西南隅の，猿ケ石川下流の南北に広がる丘陵地帯の，棚田の水利について発表した***。

本稿では，田毎の月の名所を含む信州姨捨と，観光地として有名になつた千枚田を含む能登輪島の棚田地域と，新潟県早川谷の棚田地域を選んで，それぞれの水利の特色を考察したい。

## I　姨捨の棚田地域

**1．棚田地域の地形**　篠ノ井線おばすて駅の東に，更級川が深い谷をきざんでいる。この更級川の谷口を，恰も扇頂とした侵蝕の進んだ扇状地のような形で，起伏の大きい丘陵地が，千曲川の氾濫原へ下つている。この丘陵地の範囲は，大体今は更埴市の大字となつている姨捨，峰，八幡上町，代，戸倉町の羽尾の集落を結んだ線と篠ノ井線で囲まれた範囲であつて，ここに美事な棚田の景観がみられる。

この丘陵地は地辷りによつて生じたもので，現在も更級川右岸の横沢川の流域で，動いている部分があつて，長野県知事が地辷り防止地域に指定している****。更級川は篠ノ井線より上流，約2km の谷を流れ下つた川であるが，この丘陵地の一部だけを流域とする免沢や横沢川も，この丘陵地を侵蝕して，丘陵地の起伏を大きくしている（第1図）。これらの侵蝕谷によつて起伏の大きくなつたところには，段差の2m，3m さらにそれ以上に及ぶ棚田の部分もある。

この丘陵地は姨捨山，一名冠着（かむりき）山とも呼ばれる山の麓につづき，姨捨の集落があるので，ここの棚田地域を姨捨地域と呼ぶことにする。この丘陵地の西側を，今日は八幡町から聖高原に行く自動車道路が，大屈曲をしながら通つているが，もとは八幡上町から1.5km 位の間を約180m も登る古道を，更級川の谷に沿つて登る道しかなかつた。この道路が，句碑の沢山ある姨捨の古刹長楽寺の付近で，小さい棚田の沢山ある区域を通つている。田に水が湛えられていると，ここを登る人について移動する月影は，正に"田毎の月"の観を呈することから，田毎の月の名所が生れたのであろう。

**2．用水路のよく発達した棚田地域**　姨捨の棚田景観は，"田毎の月"の名所で喧伝されて，もつともよ

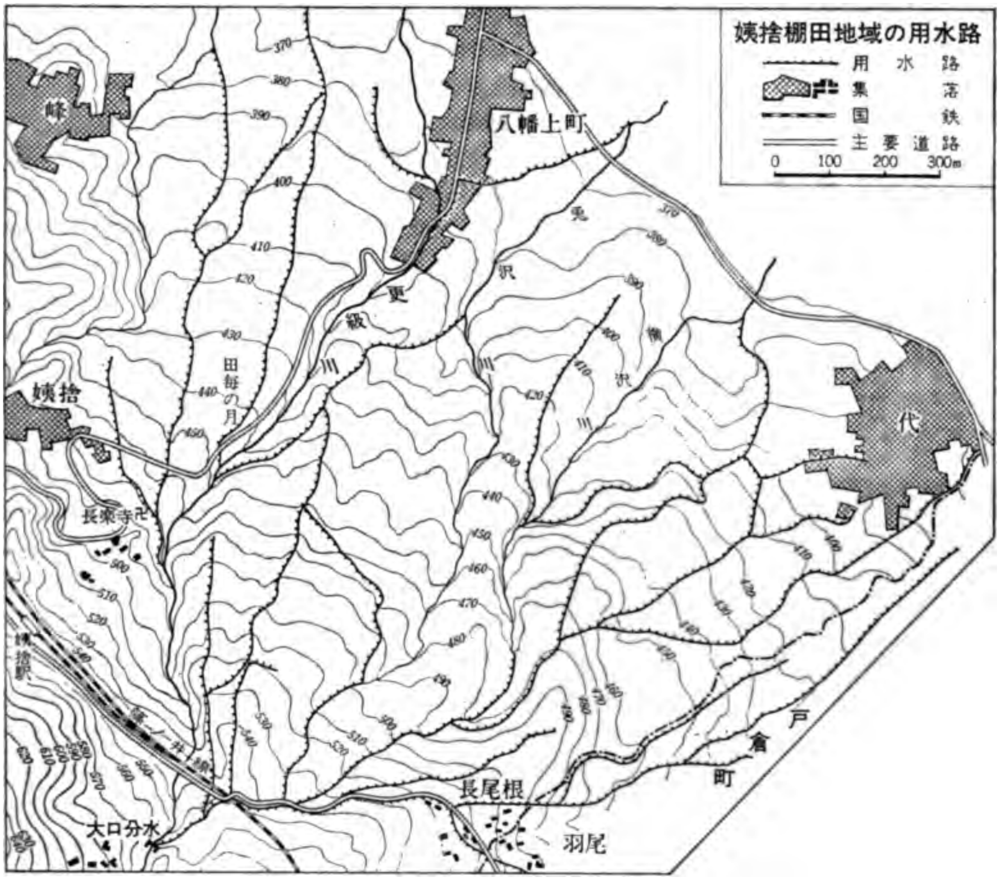
---

* 小出 博(1955)：日本の地辷り―その予知と対策，pp. 23-27. 但し小出 博 (1973) の著書，日本の国土（下巻）には，地辷り地帯の棚田の灌漑に，用水路の果した重要な役割の記述がある．

** 竹内常行(1963)：関川水系地域の水利の発達，特に灌漑を中心として，地理学評論，36巻，11号，pp. 635-654

*** この発表の結果は，「棚田の水利―頸城丘陵と猿ケ石川下流丘陵地の棚田を例として―」の題名で，早稲田大学教育学部紀要，学術研究（1974年度版）に投稿した．

**** 昭和28年頃，おばすて駅で線路が下がつて，鉄道が不通になつたこともある．




第１図　図の北縁部，370m の等高線付近の道路のあたりが，千曲川氾濫原と丘陵部の境である．水田の記号はないが，用水路のある丘陵部が棚田地域である．図中の用水路は5000分１に拡大した航空写真上に，南沖土地改良区の水利担当理事小林一栄，金井仙太郎両氏の協力と筆者の踏査により，記入したものより作成した．

く知られている棚田景観の一つである。ところが，かかる棚田の経営が可能であるための用水が，いかにして得られているかということについては，従来余りにも無関心であつたとさえいへるのである。最近公刊された地理の書物や雑誌にも，「この地域（姨捨のこと）は‥‥，土壌が深く地下水の豊富な所から棚田が発達している*。」とか，「地質的には第三紀層で，土壌は肥えており，灌漑用水に恵まれているから，古くから墾作されている**。」というような記述をみるのである。これらの記述を読んだ者はこの地方の人びとは，用水確保に関しては，全く何の苦労もしてこなかつたような印象を受けるのではなかろうか。

筆者はこの棚田地域の用水系統を調査した結果は第１図に示した通りである。これらの用水路網は，すべて更級川から引かれて，全域に広く行きわたつているのをみても，この用水系統がなかつたならば，ここの棚田は安全に水田耕作を続けられなかつたろうと考えられる。これらの用水路は，多くは幅数十糎の細いものであるが，勾配が急であるから，流量は比較的に多い。これらの用水路からさらに小溝のように小分水路が細かく引かれ，耕作者別にそれぞれの取入口で，各自の田に注がれている。この更級川を用水

* 青野寿郎，尾留川正平編　日本地誌，11巻，長野山梨静岡編の写真７の説明．

** 雑誌地理，19巻７号，1974年，表紙の航空写真，姨捨山棚田の説明，166頁．




第2図　本図は更埴市作成の25000分1地形図を基図とし，筆者の現地踏査の結果を加えて作成した.

源としている姨捨の棚田地域は，もと南沖普通水利組合の区域で，今日はそのまま南沖土地改良区となつている。その灌漑面積は約82ha である。

**3. 更級川と湧水**　この区域の用水源である更級川は，その水源は浅く，集水面積も狭いために，山間の湧水や谷水が自然に集まるだけでは，この棚田地域の安全な用水源にはならなかつた。そこで灌漑期における更級川の流量を増すために，特別に工夫した施設を造つたのである。すなわち谷をさかのぼること約2km の水源にあたるところに，幅約260m，長さ約500m の盆地状の地形のあつたのを利用して，ここに溜池を造り，年中付近で湧出する湧水を貯溜し，灌漑期に集中的に利用する計画が，古くからたてられたのである。今日は連続して3つの溜池が造られているが，もつとも古くて大きいのは大池である（第2図）。保柳睦美は*，かつてこの大池に注目し，「自然の流れに乏しいこの地域（姨捨の棚田地域のこと）の水田にとつては，南方約820m の高さに横わる大池なる溜池は重大な意味を有する」というだけの短い文章ではあるが，暗示に富んだ文章を書いている。

大池の南側の山麓には3つの湧水がある他，一番湧水量が多くて，溜池の貯水に重要な湧水は，大池から約350m ほどの急勾配を登つた西方の山腹にある弁天の湧水である。この湧水を人工の承水路で集めて大池に貯水する施設が作られている。この弁天の湧水付近は，水源保安林に指定されていて，一部に広場が設けられ，そこに小さい弁天の祠が作つてある（写真1）。毎年9月6日には，土地改良区の人びとによつて弁天祭が行なわれ，その日には遠く下流の棚田地域から，数十人の人びとが集つて，御神酒(おみき)をいただいて，湧水の恩恵に感謝するという大切な年中行事が，今日も続いているのである**。



写真1　大池の承水溝の水源である，弁天湧水地にある祠．ここで土地改良区の人々が，毎年9月6日に弁天祭を行なう．

他の3つの湧水のうち1つは，別荘地開発ブームでできた千曲高原開発 K.K. の別荘予定地へ給水するために，土地改良区が水利権を会社に譲渡することにきまつた。年間2万$m^3$ の湧水があるので，この水利権を譲渡する条件として，中池の貯水量を2万$m^3$ 増大させるように，中池の堤防の嵩上げを会社が施行することが条件であつた***。

かくして更級川は，灌漑期には溜池の放水路と

* 保柳睦美(1937)，前掲論文.

** 今日は集まる人数が少なくなつたが，前は50～60人も集まり，大神楽を奉納した.

*** 堤防の嵩上げは,工事費の高騰で見通しがつかなくなつたので,2000万円の代償を支払うことに,1973年に協定が成立した.土地改良区では，旱魃などの災害時にこの積立金で補助することにしている.

なる。約500m 下ると，八幡林池があるが，この溜池も中に湧水があつて，これを貯溜するもので，補助池として利用され，代掻き期に最初に放水されることになつている。

更級川がこれらの湧水を自然のままに集めて，流れていた時代には，その灌漑能力は小さく，下流部において僅かの水田しか養なえなかつたと推定される。上記のように人工を加え，年間の湧水量を集中的に利用することによつて，灌漑水田面積が著しく拡大したものであろう。この地域西方に聖山があるが，聖山を中心に，犀川丘陵の柵層と同じ貯水層が広く発達し，水量の多い湧水地が分布しているが*，これと類似した地質の分布によつてこれらの湧水も分布するのでないかと推定する。篠ノ井線以南の谷には，他に古屋敷清水，嘉暦清水などがある。嘉暦清水は大池新田集落のはづれにある湧水で，昭和30年まで，鉄道を挟んで上下の田 2 ha 位を養なつていた。湧水をそのまま用いていた例である。最近この湧水が八幡の上水道水源になつたので，この 2 ha のために，別に大口分水上流部で，小分水が作られた。これらの他に山麓に小さい湧水が 2，3 あるが，棚田の広く分布する丘陵斜面には，湧水が存在しないのである**。

4．**用水不足時代**　更級川の分水で最大のものは，第 1 図に示した大口分水（正式には分水点のある小字名をとつて池田大口分水）で，ここで 7 割の水を更級川右岸部の諸用水に分水している（写真 2）。大正末期まで，水源の溜池は大池と現在の中池の 2 池で，しかも大池の堤防の高さは現在の高さより低かつた。その頃までの水不足はいちじるしく，旱魃時における大口分水での分水争いは，極めて激しかつた。当時までは，八幡上と代の集落から，2 人づつ水番が出張して，ここに詰めて分水の監視に当つたのである。当時水不足の時は，しばしば各用水間に番水制が布かれ，これに伴なつて各用水でも番水となり，各個人個人の田への引水は，一切 1 人の配水係に全権委任されて，個人の取水は禁ぜられたのであつた。大正末期の激しい水争いを機に，水源の大池溜池の堤防が，1.5m 嵩上げされて貯水量を増したので，水不足は以後緩和され，同時に大口分水に固定したコンクリートの分水施設ができて，分水堰に手を加えることから起る紛争もなくなり，右岸へ 7 割，下流へ 3 割で分水することが固定された。



写真 2　更級川，大口分水における，右岸～7，へ本流へ 3 の割合で分水する堰．

しかしなお旱魃が 1 カ月もつづく場合は，水不足が訴えられたので，昭和17～21年の戦中，戦後にかけて下池として新池が増設されて，湧水の貯溜増が行なわれた。今日ではこれらの用水増強の施設拡充と，戦後の稲作が昔程多くの用水を使わなくなつたので，水不足の問題が起らなくなり，湧水のいくらかを，上記のように他の用途にあてるようにさえなつたのである。今日もこの大口分



写真 3　大口分水の水番小屋，近年までここに，監視員が詰めたのである．水争いのおこつた時代の名残りである．

* 小出　博（1973）：日本の国土，下巻，pp. 475-476

** 丘陵斜面の棚田地域には湧水がなく，湿田ではない，以前に広く裏作に麦を栽培していたために，大池の樋抜き放水は，毎年 7 月に入つてからであつた，代集落の池守金井仙太郎氏による．

水の場所に廃屋となつて，水番小屋がそのまま残つているが，かつての水不足時代の深刻さを偲ばせるのである(写真3)。

以上の記述で明らかなように，この嫉捨丘陵82ha の水田用水は，根元的には湧水に依存すること大きいとはいえ，地下水が豊富で棚田が発達したというように，短絡的に考えるべきでないことはいうまでもない。安定した用水を得るために，如何に先人が苦心を重ねて今日に至つたかを思えば，無雑作に灌漑用水が豊富で，棚田が発達したなどとはいえないのである。

最後に水源の溜池の管理，樋抜き放流日数や回数の決定を行なうのは，池守と呼ぶ土地改良区の副理事の役で，今日，代と八幡上から1人づつ選ばれ，2人で相談して管理に当つているが，大正末期の水争いまでは，代からのみ出ていたのである*。このことは松代藩時代，水源として大池を築造することになつたのは，代村の主唱によるものであると，伝えられていることを裏書きするように思われる。

## II 能登輪島の棚田地域

**1. 範囲と地形** 奥能登丘陵の外浦沿岸地域の，西は輪島市街の東端の塚田川から東へ，稲舟，大野，岡塚，惣領，打越，大谷地，白米(しらよね)にいたる輪島市域にあつて，6～8mの海蝕崖につづく緩い斜面に，棚田の分布する幅500～1000m の地帯が，ここで対象とする，地域の範囲である。この地域では，西端の稲舟集落のある高度50m 代のところに，段丘砂礫層が分布している平坦な面**や，惣領集落の付近に段丘状の平坦な部分もあるが，全体的には地辷りによつて生じた緩斜面が広い。この地域で最近石川県知事によつて，地辷り防止地域として指定されたのは***，稲舟（約58ha，昭和44年3月指定)，白米（57.6ha，昭和45年3月指定）の2地域であるが，防止地域として指定されていないところにも，部分的に動いているところが，惣領集落の付近などにも存在する。

**2. 輪島棚田地域に関する文献** この地域のみを対象とした研究はないが，田辺健一****は能登の耕地の形態的研究の中で，この地域の耕地形を"外浦段丘型耕地型"の中に含めて取り上げ，ここに数段の段丘を想定している。ここに魚鱗形の極めて美しい階段水田のところがあるとしているのは，恐らく今日観光対象として有名になつた，白米の千枚田を指しているものと思われる。その記述のうちで，「これらの段丘は，何れも谷が深く侵蝕していて，水利の便が少ないと思われるのに，溜池も作らずに広い面積の水田を耕作しているのは，往時の加賀藩の政策的塩田時代に，自給自足的に多数の人口を養うために，海岸と山地との間の段丘面や斜面を困難を冒して利用したこと，<u>適当な雨量</u>（下線は筆者）のあることによるのである。」と述べている。

浜 庄三***** は能登半島における地辷り研究において，この地域の一部における耕地や家屋の地辷り被害をあげ，「緩漫な移動のあつた水田では，冬の農閑期が済むと最先に水田の修理，床締めが行なわれる。田の表土10～25cm 程を取除いて，心土を出して均し，蛸搗，杵搗きで床締を行ない，表土を元通りにする作業に始まり，灌水後8kg 位の石を曳いて盤練をなす******。」と，地辷り地域の水田耕作の苦労を記している。さらに「徳川時代には加賀藩が自給自足的に多数の人々を養うため，能登の海岸にも塩田を作り，それができないところでは代りに米作を奨励する重農政策をとつたために，水が得易く日当りのよい肥沃な傾斜地が水田に開発されて行つた。」とも記述しながら，本稿で後に筆者が詳しく記述する，大江用水

* 大字代の池守である金井仙太郎氏による．なお大池に関する文書が代にあつたが，何時かの火災で焼失した由である．

** 石川県(1965)：能登半島学術調査書，67p.

*** 輪島土地改良所の資料による．

**** 田辺健一(1940)：能登半島(1)一耕地の形態的研究一，地理学評論，16巻，6号，pp. 396-411

***** 浜 庄三(1950)：能登半島に於ける地辷り研究，富山地学会，石川地学地理学会，福井県地理学会編輯，自然と社会，第3，4合併号，pp. 16-17.

****** 小型耕耘機が千枚田においてさえ利用されるようになつて，盤練りのようなことは，今日殆んど行なわれなくなつたようである．

と思われる，一つの用水開さくのあつたことに，簡単に触れている。

吉田新生*は能登の土地利用景を7地域に分けて記述している中で，この地域を「外浦北岸（鉢伏山北麓，鵜ノ巣・南志見）（旧村名，筆者註）」として取り上げて，「ここは地辷り地形のところで，（略）自然の与えた土地生産力は高く，水稲の反収も奥能登としては，比較的高い。したがつて水利・農法・労働力の不利を補つて余りあり，」と記述し，別の所で能登の水田の用水不足問題をとり上げている中で，前記の惣領の大江用水に触れている。

先きに引用した書物の中で，古島敏雄**は棚田に関する記述を行なつているが，丁度ここで対象としている地域の，白米の千枚田や稲舟の棚田について詳しく記述している中で，これらの棚田の用水に言及して，「これらの田は灌漑施設がないため，周辺部は乾田状であり，湧水に近い中心部は湿田であつて，その豊凶をその年の降水量の多少にかけている。」と書いている。

また最近刊行された地理書***にも，この地域の棚田について，「奥能登には地辷り地形が著しく発達している。その地辷り地域は一般に地味が肥え，灌漑用水も比較的豊富であるので，早くから開田され，奥能登で重要な米作地となつている。」と記されている。

筆者は1953年夏，この地域の棚田の用水を調査した際，惣領の地辷り地の水田に対して，江戸時代に深見川の谷から，延々7 km に及ぶトンネルの多い，大江用水なる用水路を開さくし，旱魃時には厳重な番水制をしいていたことを知り，断片的な報告****をしたことがある。筆者は先きに述べたように，昭和4[U]年より棚田地域の水利の調査を全国的に始めるに及び，再度この地域をやや詳細に調査した結果，ますます上にあげたような諸文献の記述では，到底この地域の水利の実態を示すものではなく，さらに明らかに大きな誤りを冒している記述もあることを確認したので，ここに調査結果を報告して，いかにここの地辷り地域の棚田地域も，用水の確保に苦心して来たかを述べたい。

**3．地区別の水利状況**

（a） 稲舟地区　稲舟集落のある段丘は畑地帯であるが，集落の東には，美事な棚田が広く展開している（2.5万分1地形図，輪島参照）。この地区にとつては，南に流れる塚田川の存在は，水利上極めて有利である。塚田川はこの地域の中では，もつとも広い流域をもつていて，水量も豊富であり，この川から用水を引くことは地形から見て困難でない。それ故古くから谷口の古込集落から少し上流で，上江用水が右岸へ引かれ，山麓に沿うて開さくされて，約35ha の棚田の用水源となつている。この用水の取入口から約500m 下流で，山麓に沿うて分水路が分れ，これが延びて大野地区の柳蔵との間の低い分水界を切つて，柳蔵の棚田の用水補給に使われている。すなわち旱天の時に，3日の内半日だけ，柳蔵の申出によつて，稲舟の棚田への配水を停止して，柳蔵へ全部の水を送水するという慣行が，江戸時代より行なわれている。上江用水の$\frac{1}{6}$の権利を柳蔵（大字としては大野）が有することが，加賀藩によつて認められて来た。

（b） 大野地区　大野地区は柳蔵，菰沢，矢向，院内，田浦の集落からなつていて，東の惣領地区と谷内山川（境川）で界する。谷内山川は奥能登最高の高州山（567m）から発しているが，流域は狭い。しかしこの地区で利用し得る重要な川で，旱天の続く場合は，谷に造られている谷内山池が重要な水源となる。この溜池の満水の場合は，谷内山川の水が利用され，流水量が減ずれば溜池の水が，矢向，院内，田浦の棚田約25ha を，区域を3区域，3番水区に分け，1番に8時間づつの番水で配水する慣行になつて

* 吉田新生(1958)：能登，山口恵一郎編著　日本の土地利用，地方編(1) 所収，p. 223及び p. 205

** 古島敏雄(1967)，前掲書，p. 141

*** 青野寿郎・尾留川正平編，日本地誌，10巻，富山・石川・福井編，p. 279，「千枚田とその耕作の項」.

**** 竹内常行(1953)：扇状地水田化に対する灌漑上の制約，早稲田大学教育学部学術研究，第2号，p. 145及び九学会連合能登調査委員会(1955)：能登—自然・文化・社会，所収，竹内常行・斉藤晃吉執筆，第2章，第1節「奥能登と口能登」pp. 375–376

いる。境川に流れのある場合は，溜池の貯水を保存するために，川水を使用するが，この場合は区域を5番に分けて配水している。中江の番水といつている。

矢向と柳蔵の間から南へ，塚田川の谷との分水界の方へ登る約700m の間の，約9°の斜面にも美事な棚田が発達しているが，ここには水源となるような流れもないので，南の分水界を切つて，塚田川の谷から赤谷内用水を，流域変更して開さくし，用水源としている。この用水は百文山の塚田川の支谷から取水するもので短いが急な谷壁の中腹を約500m 開さくしたもので，筆者の実地踏査によつても，技術的に困難であつたと考えられる用水路で，江戸時代に開さくされたと伝えられている。僅か5ha 位の棚田の用水であるが，分水界を越えるために勾配が緩く，水量が少ないために，雨がないと，水掛り区域を7区，7番に分けて，1番に半日づつ配水し，3日半で1廻りする番水制をしいている。これを稲屋の番水といつている。

大野地区西部の柳蔵と菰沢の区域は，先きに述べた稲舟の上江用水からの分水が，旱天の場合，3日に半日の間送られるのと，柳蔵集落の南方約250m 位のところにある，銚子池によつて養われている。銚子池は柳蔵集落の背後にある水平距離250m に50m の高度差のある斜面を登つたところにある谷を，堰きとめて作られた，水面積約1ha の溜池で，約11ha を灌漑する。この溜池は地形図で解るように自己集水面積を殆んどもたないので，その貯水に特別の工夫がこらされている。すなわち先きに述べた稲屋地区の用水路である赤谷内用水が，塚田川上流の支谷から取水されて，分水界を切り割つたところで，分水されて銚子池に貯水されるものであるが，その貯水期間に制限がある。それは赤谷地用水の灌漑期の前，4月1日から灌漑期までの期間に，雪解水を貯水するのである。灌漑期間でも，雨があつて余水のある時には貯水できる。

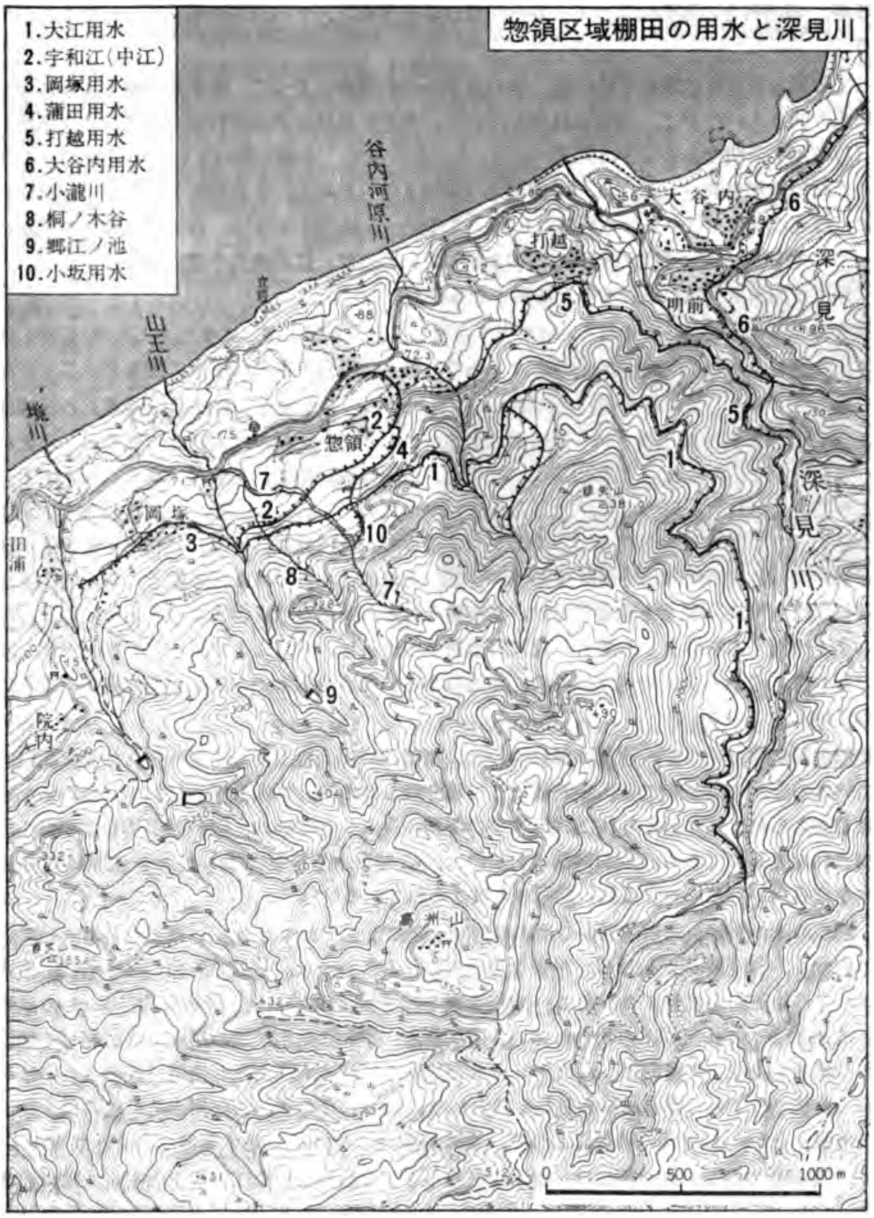
銚子池の配水も厳重な番水で行なわれる。灌漑地域を3区，3番に分け，最下流区を一番水として，午前5時から12時迄の7時間，2番水は中流部で午後12時から5時までの5時間，第3番水は翌日の午前5時から12時までの7時間である。午前の番水の時間の長いのは，夜配水しない間に，用水路が乾くからである，という理由による。

（c）　惣領（岡塚を含む）地区　第3図「惣領区域棚田の用水と深見川」の図で，境川と谷内河原川の間が，旧鴻ノ巣の大字惣領地区で，岡塚は惣領の小字である。この図に示されている用水施設で，山王川（その上流部を郷江ノ川という）上流の番号9の郷江ノ池は，昭和年代に築造されたものであるし，番号1の大江用水は，江戸時代中期に開さくされた用水であるから，これらを差当りなかつたものとして第3図を見ると，この地域で水源となり得るものは，山王川とその支流の小滝川および小滝川の支流桐ノ木谷，さらに東の端にある谷内河原川である。西の境の境川は，左岸の大野地区の川である。これら自然の谷川，渓流の他に，第3図には示されていないが，入山出水，山王シイノ木水，山坂屋に谷水，尻り江出水他11*の出水や谷水があつて，それぞれ小面積ながら，棚田の用水源となつている。

これらの用水源河川の内，山王川には，谷口で左岸の岡塚へ岡塚用水が引かれ，右岸へは宇和江用水（中江ともいう）が引かれている。また滝川では上流に，小坂用水が右岸へ，谷内河原川では上流右岸へ大山用水（第3図には，用水名はないが）が引かれている他にも，下流部で利用されていると推定される。この惣領地区の古来からの水田は，以上の大小の用水源によつて養なわれてきたものであるが，これらのうち大きい山王川，小滝川谷内河原川にしても，何れも南方の高州山（567m）から東北に延びる，猿矢山までの山陵が，水源山地であるが，これら諸川の山間集水面積は，水田が立地している山麓の緩斜面や段丘状の面の面積にくらべて，僅に広い程度であるから，これらの川や谷水，出水では，これらを水源とする水田区域の水不足が甚だしく，常に旱天時番水を繰り返しても，旱害を免れなかつたろうと考えられる。

（a）　大江用水の開さく　ここにおいて，江戸時代中期以前に，この地域の流域外にあたる，高州山山

* 馬地尻り江水，谷内田水，谷内中江，野手水，池水替江，藤内田用水，高木水，浜田用水，浜田中江，下江水，八拾苅江水，などで，後に述べる惣領村番水割符帳に載つている。




第３図　本図の用水路は，5000分１に拡大した航空写真に，惣領区長北川政信，大江用水江番頭西花庄太郎両氏の協力と，筆者の現地踏査により記入したものを転写した．なお図中，谷内河原川と４番蒲田用水取入口との間に,「保ノ平」分水があるが，図示してない．(国土地理院承認済)

陵の東側の深見川上流で，２支谷の合流する所から，大江用水を開さくして，この地域へ用水を補給することになつた。大江用水はほぼ200m の等高線に沿うて，谷壁，山麓を幅約１m で，延々７km，山王川まで開さくされている。この惣領の用水路は，水源から谷内河原川までは，江戸時代，他村であつた谷内村の領域（大谷内，明前（あかさき），打越の区域で，今日深見町となつている。）を通つていて，この境域内で12の谷を

横断するが，谷内村との契約によつて，谷内河原の谷を含めて，7つの谷の水を取入れることができるだけである。

かくして惣領地区は自己集水区域の他，他の流域からの用水によつて，水不足を補うようになつた。この大江用水の開さくの時期は，筆者には解らないが，先きにあげた番水割符帳の書込みより判断して，明和4年（1767年）以前であることは間違いがない*。ところで，本章で扱つている地域の村々の江戸時代における石高の増加を調べると，江戸時代初期の正保3年（1645年）と末期の天保5年（1834年）の189年の間に，既述の稲舟村は6％，大野村は13%，次に述べる谷内村は24%，白米村は22%の増加にすぎないのに，ここ惣領村は実に70%の石高の増加を示しているのは，江戸時代中期に開さくされた，大江用水によつて相当の開田も行なわれたものと推察させるのである**。

大江用水は山王川まで開さくされて，山王川に合流してその水量を増加させたところで，左岸へ岡塚用水へその水量の半分を，さらに約10m 下つたところで，残りの半分を宇和江用水に配水することになつた。

（b） 水不足対策としての番水制　大江用水の深見川からの分水地点における，深見川の流域は広くない上に，大江用水は長距離引水される間に漏水も多かつたので，距離では大用水であるが，旱天が打ちつづくと，水量は少なくなつた。また山王川にしても，水源の浅い川で，旱天には著しく減水する。それで大江用水が開さくされたといつても，水不足が著しかつたので，古くから極めて厳重な番水制が布かれて来た。例へば山王川取水の岡塚用水は，1番から9番まで，9区分に分けて，昭和28年頃筆者が調査した頃は，各番の配水割当時間は12時間が普通であつた。それ故に4日半に1回の配水になる。山王川第2の分水の宇和江用水では，昼番と夜番に分け，昼夜番それぞれ1番から5番までの5区分に分け，別に宇和江用水より下の桐ノ木谷掛りと小滝水，昼に谷水掛りの所へは，6日に1日だけ，宇和江の水を全部かける慣行であつた。これら大きい用水以外の，前述の小さい出水や谷水でさえも，全部細かく番水にすることになつている。

この惣領地区全域に亘つて，全用水源について，細部にいたるまで詳しく定められた番水制は，古くからできていたのを，村中相談の上，割符帳として書き残したのは，享保9年（1724年）であつた。その後修正，書き加えられて代々伝えられたが，文字の不明になることを恐れ，明治34年12月に印刷に付して今日まで残されているのである。なお興味のあるのは，この番水割符帳には，番水が厳重に守られるように，番水を守らないものに対する細い罰則さえ設けられている***。

（c） 郷江の池の新築　惣領地区内の用水事情は上記のようであつたから，旱天時の番水の実施に伴なう労苦は大きく，而も旱天が続けば，旱害を受けることも多かつた。そこで昭和7～8年に，失業対策事業費によつて，山王川上流郷江の谷中に，水田を潰して水面積19アール，貯水量約7100m³ の溜池が建設された。これによつて山王川から引かれている岡塚用水，宇和江用水区域の用水事情が著しく好転し，大江用水から補水も少なくて済むようになり，それだけ他の区域に大江用水が使用できるようになり，従来から酷しく実施されていた番水回数も著しく減少した。さらにその後，大江用水その他の用水路には，セメント三方張りとか，U字管の埋設によつて，漏水も少なくなつて，用水事情は昔日とは著しく好転して，殊に生産調整の行なわれた時には，番水など殆んど行なわれず，大江用水を山王川に落す必要はなく

* 惣領村番水割符帳の中に，惣領地区が番水に入つても，大江用水から，一定の水量を番水に拘りなく，取水することのできる保の平分水（野手水ともいう）というのがあるが，この定落しの慣行の定められたのは，明和4年であるとの但書きがあるが，この1カ所だけに大江用水の名が，でている．従つてこの時以前の開さくと判断する．

** この石高の増加については，小田吉之丈(1929)：加賀藩農政史稿，pp. 323-325による．

*** 例えば明治26年，27年に決定された規則には，(1) 他人の番水を盗んでいるのを見付けられたものに，罰として酒1斗5升を村方へ出させる．(2) 番水を盗んでいる者を見付けたものには，賞として酒5升の代金を与える．(3) 他人の番水を盗んでいるのを知り乍ら見逃している者には，米5升を出させるとか，見逃しているものを見付けたものにも賞として，米1斗を与える．などである．

なつた位に変つた。

（d） 深見町地区　旧谷内村の大谷内，明前（あかさき），打越の区域である。ここは深見川の灌漑区域で，第3図に示されるように，深見川から左岸打越へは，打越用水が引かれ，下流へ下つて深見川が東から支流を合わせて増水した所で，右岸へ大谷内用水を引いて，大谷内，明前を灌漑している。深見川はこれらの用水が引かれるところでは，流域が広く水量豊富であるから，水不足の問題は起らない。

（e） 白米地区　白米集落のある下部の高度60m から海蝕崖の高度10m まで，大体400m の水平距離で，50m 位の高度差のある緩斜面に，奥能登観光地の一つである白米の千枚田景観が展開する。丁度斜面の中腹を国道249号が通つているので，観光者の目に触れ易く有名になり，輪島市では，生産調整によつて休耕しないように奨励金を出して，全面作付を行なつたほどであつた(写真4)。



写真 4　白米の千枚田．観光バスが中央を横断する．

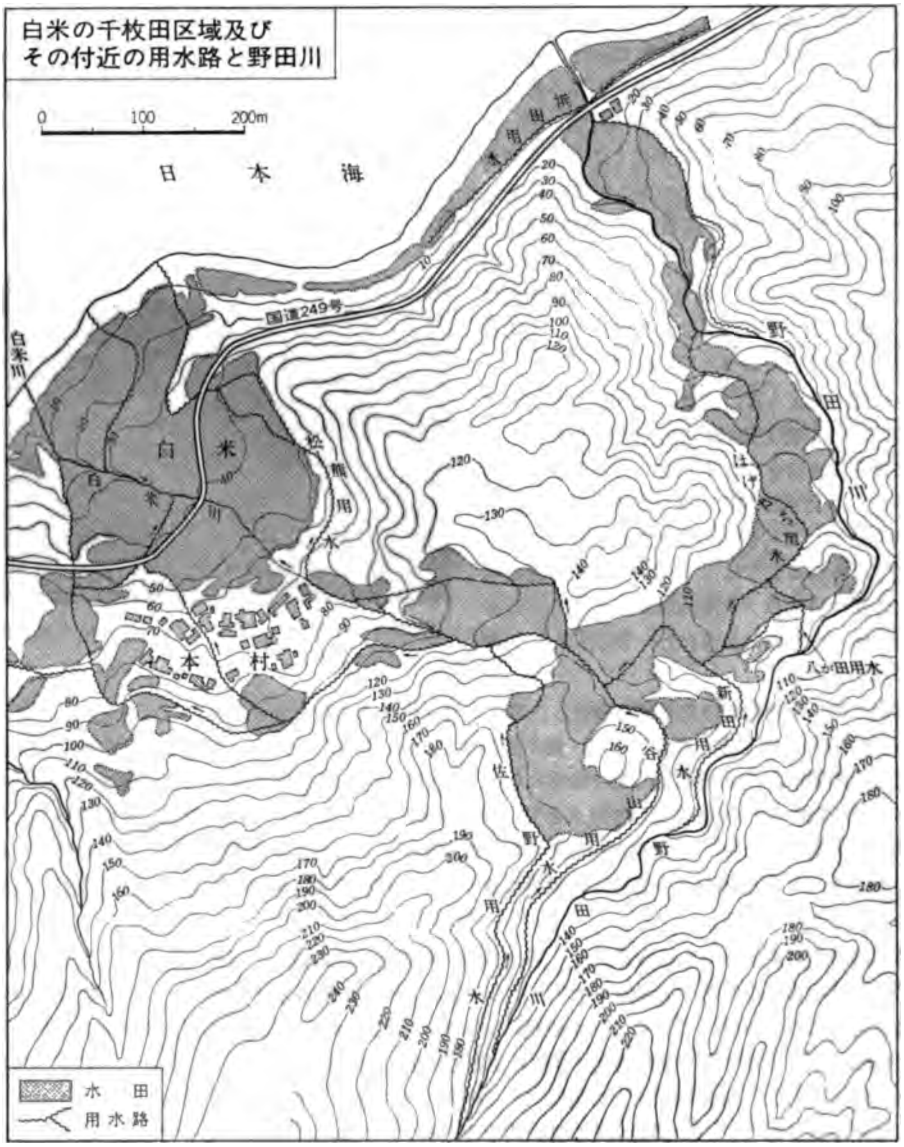
先きに述べたように，この千枚田区域を含めて付近は，地辷り防止地域に指定されているが，地辷りによる災害田を小さく分けながら復旧して行つたから，小区画の棚田の連なる千枚田景観が生れたのである。この斜面の高位部は狭くなつて，第4図でみられるように，東の方を流れる野田川の谷との間の分水界（高度約135m）に通じ，この分水界に跨つても棚田が存在し，野田川の谷の棚田につづいている。

筆者はこの千枚田地域の用水源を調査した際に，この分水界に用水路が来ているのを見出し，この水路に沿うて約500m，谷を進んだところで，第4図に示した谷山用水の取水堰に到達した。白米の千枚田区域の自己集水区域は，分水界に限られて非常に狭く，棚田の分布範囲よりわずかに広い程度の面積である。従つて他の流域から，流域変更して用水を引いて来なければ，ここの千枚田の灌漑用水は安全ではないであろうとの仮定に基いて，用水源の踏査を行なつた結果が，上記のような用水路の存在を見出したのであつた。最近筆者の研究協力者中島峰広の調査によつて，千枚田区域と野田川の谷の用水系統が，全体的に明らかになつたのである。

この地域の主要用水路である佐野用水，谷山用水，新田用水その他，いづれも野田川に水源を求めている。野田川は小富士山の北，東斜面を水源とする，長さ3km に足らない谷川であるが，重要な用水源であることを知るのである。これらの用水組織によつて，夏期においても，番水制を布く程のことはなく，個々の農家のやりくりで水不足が処理できるのである。図中に白米川が記入してあるが，野田川からの佐野，谷山用水などは，非常用用水をも兼ねているから，年中通水している。これら落水が集まつて白米川となつているのであつて，松鮨用水その他の用水源となり，反復利用の形になつている。なお千枚田区域には用水源となるような湧水はないが，地辷り対策として，ボーリングによつて地下水を抜いているが，それが谷山用水路に流入しているのがある。

## III　早川谷の棚田地域

**1．概観と特色**　有名な糸魚川静岡構造線で知られる姫川河口近くにある，新潟県糸魚川の東部に，姫川とほぼ平行に，海川の谷をはさんで，早川の谷がある（5万分1地形図，糸魚川，小滝，高田西部，妙高山）。活火山焼山の北斜面に発する焼川と小倉川を合し一川となつた早川は右岸側の最南端の火打山(2402m)，から空沢山（1420m)，放山（1189m)，鉾ケ岳（1316m)，犂山（からすやま）(751m）につづく山稜と，左岸側の焼山（2400m)，昼闇山（1840m)，鉢山（1575m)，烏帽子岳 (1450m) などから，北端の小富士山 (241




第４図　本図は石川県作成の2000分１の白米地区平面図に，中島峰広が白米町区長坂口 隆氏の協力で作成したものに，筆者の調査結果を加えて作成した．なお県作成の原図には，南部の谷山用水取入口まではないが，25000分１地形図と対照して筆者が等高線を補なつた．

m）につづく山稜との間を貫流し，これら両岸側斜面から流下する渓流，谷川の水を集めて日本海に注いでいる。

この一大盆地状の早川谷における平坦地は，早川の流路に沿うた氾濫原あるいは河岸段丘上に存在するが，その幅は下流部の新川町以下において1500m 程度であるが，流路の大部分に沿うては，幅500～600mにすぎない。この流路に沿う平坦な河谷から，急に右岸側では600～1100m 位の幅で，300m 位の高度差のある斜面が，左岸側では2000m～3000m 近い幅で300m～350m の高度差のある比較的緩い斜面が登つ

ている。これらの斜面は多くの谷川で侵食されているので，起伏のかなり著しい斜面となつている。

これらの斜面は，第三紀層の地辷りによつて生じた地形であり，ここに美事な棚田が分布しているのである(写真5)。ところでこの棚田地域において驚くべきことは，第5図で示されているように，斜面の起伏面を大屈曲しながら，長い用水路が上流の谷底から引かれ，とくに東側用水と笹原用水のごとく，開さく当初は，それぞれ24km，27 km にも達した長い用水路が，棚田の上限を縫つて造られていることである。後に述べるように，これらの用水は何れも明治になつて開さくされたものであり，困難な地形のところに，極めて長い距離を引かれた大用水路であるが，その受益面積は僅か



写真5　早川谷左岸，大滝川右岸，北山地区の棚田で，西尾野川取水の大山用水の灌漑区域である．




第5図　本図は糸魚川市役所の加藤山之輔氏が，1万分1糸魚川市図上に記入した「農業施設概要位置図」を参考にして，取水箇所の位置，用水路中の急落差，現地調査で筆者の確認した用水路の高度，水田分布の上限などをおさえ，等高線を考慮しながら用水路位置を推定し，1万分1図に記入し，縮少して作成した．なお図中凡例の旧早川村は旧上早川村の誤りである．

に前者は約270ha，後者は約400ha にすぎないのである。

筆者は昭和46年以来，この驚くべき水利事業に興味をもつて調査してきたが，近年刊行された本*において，次のような記述を見出した。「新潟県糸魚川市早川流域の水源に，焼山火山がある。第3紀層はこの火山噴出物で厚くおおわれ，深い積雪と相まつて早川に豊かな表流水を供給している。標高500m から900～1000m の地点3カ所で取水，右岸側に東側用水（上位）と奈良滝用水（下位）を，左岸側に西側用水と大山用水を開さくして，早川両岸の第三紀層地辷地帯の傾斜畑を棚田に転換した（下線は筆者）。詳しい年代はわからないが，幕末に開さくをはじめ，明治10年代に完成したといわれている。（中略）ついに第3紀層の全面に棚田を造成した。」この記述は取水カ所の高度，開さく年代などにおいても誤りがあるが，重要な誤りは，これらの用水路の開さくによつて，傾斜畑を棚田に転換し，全面に棚田を造成したという点である。

2．**大用水路開さく前の，この地域の水利**　第5図で示されるように，早川左岸側においては，下流からニゴリ川，井ノ口沢，谷根川，立岩川，金塚川，大谷川，大滝川，岩井川，瀬戸川，西尾野川などの多くの谷川や沢が分水界の山陵に発しているが，いづれも山陵中の水源は浅い。右岸側においても，青海沢川，反田川，久保川，大知川，岩倉川他5本の谷川が斜面を切つているが，左岸側の諸川よりもなお水源は浅い。

これらの谷川はいづれもこのように，水源の浅い谷川ではあるが，左右両側とも，山陵は火山噴出物や火山岩でおおわれている部分も割に広く，地下水が豊富で，これらの谷川の水源を養つているところもある。

この早川谷も，日本海に面する斜面で，冬季の積雪は多い。継続的に測定した結果の統計は，この早川谷では得られないが，西方の青海町に注ぐ，青海川の谷の橋立**の最高積雪深は，2m～3m に達するから，早川谷の山陵では，それより深い積雪があると推定される。この積雪が春先に解けて，短い谷川ではあるが，多量の水を流すのである。根雪の遅くまである上流部の谷川など，川の大きさの割に比較的多くの水量を長く流すのである。

この雪解水で増量する渓流，沢，谷川の水が，地辷り地帯の比較的緩い棚田造成の可能な斜面と，保水力のよい土壌の存在で，古くから棚田の経営を可能にしたのである。これらの谷川から，小さい用水が分水されて，棚田地帯に引かれているのである。これら谷川からの用水のほかに，左岸側の西部には，溜池の補水を受けるところもあつたし，局部的に湧水を利用してきたところもあつた。

これらの短い谷川に，依存していた時代には，雪解水によつて，田植を行なう水は得られ，その後の梅雨に助けられて，稲作の初期は済ますことはできたのであるが，例年の夏期の旱天時には，常に著しい水不足に悩むことが多く，そのために収量の減少を来たすのが常であつた。それでも，左岸側の笹倉用水の受益区域には，用水開さく前に古田が300ha 以上存在していたのであり，東側用水の受益区域においても，100ha 余の古田があつたのである。他の奈良滝用水や大山用水の区域については，資料は得ていないが，恐らく似たような状況であつたろうと推察する。このような状況であつたから，旧幕時代においても，大規模な水利土工を起そうという計画がたてられたが，その目的を達することができなかつたと伝えられている***。

3．**笹倉用水（西側用水）**　（a）　開さく　大用水路のなかつた左岸側棚田地域の，水利状況については前項で述べた通りであつた。当時もつとも水不足に悩んだ区域は，第5図の西部で，現在の用水路の末端部であつた。この区域では分水界の山陵の高度も低く，積雪深も小さく雪解水も早くなくなるし，沢，谷川の流域も狭いから，当然であつたと考えられる。この区域の旧村，上覚（今日の大字）に開さくの発起

* 小出　博（1973）：日本の国土，下巻，p. 478

** 農林省農業総合研究所：昭和10年以降10ケ年，市町村別積雪調査（昭和27年）による．

*** 早川土地改良区保存の，明治21年5月作成の笹倉用水起工趣意書による．

運動が起つたのは，明治21年正月であつた。その後用水路予定地の測量事業も有志の醵金で行なわれた。

当時の用水計画では，約550m の高度の所で，焼川から取水し，大体コンターに沿うて大屈曲をしながら，西尾野川を取入れ，瀬戸川，岩井川からは取入れないで，これを越え，大瀧川，大谷川の支流角間川(不動川)や蛇沢（じゃざわ）を取入れ，赤塚川，立岩川を越え，谷根川上流支流の大瀧川と赤石川，および上猪滝，三ツ滝を取入れ，末流がマムシ溜池と池田溜池に注入する。その総延長は実に27km に達する長い用水計画であつた。

この用水による受益区域は，第5図に示した旧下早川村の諸大字，すなわち東塚から以西，上覚，西谷内に至る10大字と，旧上早川村のうち西部の大谷川以西の大字砂場の一部上角間と大字角間，北山の一部で，全部で江戸時代の旧村，今日の13大字にまたがるのである。

以上の計画が関係諸村の間で決定されて，明治24年に西頸城郡長宛に，新用水路開鑿願いが提出され，明治26年8月から工事に着手した。しかしトンネル工事に極めて困難なものがあり，橘立鉱山の技術の援助により漸く開通したのは，明治30年10月であつた。着工以来4カ年，発起されてから9カ年を要し，経費は1万5千余円を要したという*。この用水開さくの目的は，上記13大字の古田，300ha の用水補給と，100ha の開田であつた。

（b） 笹倉用水と諸谷川との関係　笹倉用水は前項で述べたように，多くの大小の谷川を横断するが，それらのうち比較的水源の深い川の水は，次に述べるように，一定期間これを笹倉用水に取入れることができる。他の谷川からは，これを横断するだけで取入れていない。なお興味のあるのは，焼川の取入口から取水する用水のことを原水と称しているが，取入口付近は，積雪多く，毎年7月の上旬まで残雪があつて，通水のための井浚いが出来ないという事実がある。したがつて笹倉用水は最上流の取入口からの通水は，7月初旬まで不可能なのであつて，灌漑期間の初めの内は，上記の取入れ可能な谷川の水を取入れ，用水路を通じてその灌漑区域に配水しているのである。

笹倉用水の受益区域は，直線距離で全用水路のほぼ半分以下の下流であつて，用水の分水は，大谷川上流の東側の支流角間川（不動滝が落下するので不動川ともいう）を越えてからで，末端までに21の分水口から受益区域に分水されるのである。

笹倉用水に取入れる谷川や滝水のうち，下流から上記大谷川上流の角間川までは，谷根川を除いて田拵えのはじまる4月25日頃から，5月10日まで取入れができる契約になつており，谷根川の上流大滝川からの取水は，災害で通水不能な年だけ5月30日まで取入れ可能な契約ができている。従つてこの契約は1年毎に結ばれる。このような取入れ期限のあるのは，それまで雪解水が多く余裕があるから取入れることができるが，これらの期間を過ぎると，流量が減じ，古来からこれらの谷川や滝水が主水源であつた古田本来の用水として，古田で専用されるからである。

水源の山地が高く，雪解水が長く水源を涵養している谷川は，長く取入れ可能である。不動滝（角間川）の取入れ期間のすぎた以後は，上流の大滝川（河内川）が取入れ可能となり，6月30日まで引水できる。6月15日頃から取入れ可能になる。さらに上流の西尾野川は7月10日頃まで取水が可能である。この川からの取水には制限がないが，この谷川の上流に，より古いと思われる大山用水が取水しているので，西尾野川が減水して取水できなくなるのである。この頃までまだ焼川からの原水の取入れはできないので，西尾野川が10日程唯一の水源となる。例年7月10日頃から原水の取水が可能となり以後，もつとも旱天のつづく水不足となる8月30日までは，笹倉用水区域は，専らこの焼川の源水に依存するのである。

（c） 用水の効果と改修　笹倉用水による直接の開田は，受益面積400ha のうち，わずかに100ha であつたが，直接笹倉用水の分水を受けず，古来からの谷川の用水を使つている古田も，笹倉用水の分水の落水を受けて谷川の水量も増し，水不足は著しく解消した。しかし長い用水路で，漏水も多く，春先きの雪

* 笹倉用水開さくの経過は，早川土地改良区保存の，笹倉用水起工趣意書，工事経歴始末書などの資料による．

崩れなどで水路の災害は多く，維持管理に莫大な経費を要した。土地改良区のできるまでは，古田所有者の負担すべき用水費は，村役場で負担していたが，土地改良区ができて耕作者が負担するようになつてから，開田地の耕作者のみで，負担するようになり，負担の過重に苦しんでいる*。

戦後の食糧難時代，この区域にも緊急開拓が行なわれることになり，金塚川の上流左岸の比較的傾斜の緩い見滝の杉林15ha を開田することになり，見滝，谷根の二，三男や離職者11戸が入植して，ブルドーザで計画的に造田された，棚田ができた。しかし用水の余裕がなかつたので，取水量の増加と老朽水路の改修をかねて，焼川から取水して直ちに，約1500m のトンネルを掘り，その出口から約50m を鉄管を通して落下させて旧水路に落とす工事を施して，取水量の増加を計つた。

水路災害の大きいものは，谷を横断する所に多く，西尾野川では，かつては取水してから，木の樋で沢を越えたが，破壊されるので，コンクリートのサイフォンにしたが，これも破壊され，今日は鉄橋を造つてパイプで通している(写真6)。水路が山崩れの巨岩で埋められると，この水路を廃してトンネルにした所も多く，かつての27km の延長は今日では18km にショートカットされた。

昭和47年の災害で崩壊した水路を塩化ヴィニールのパイプで通していた，大平（大瀬川と角間川の間）地区の水路が，49年の大雪で再度崩れ落ちた跡**(写真7）を，現地で見て，この困難な用水路の維持に払つて来た先人の労苦に思いを致した。



写真 6　笹倉用水が西尾野川を横断する鉄橋．昔の木樋から，鉄筋コンクリートのサィフォンでくぐつたが，流失，破壊されてこの水路橋になつている．



写真 7　大字砂場地先大平における笹倉用水の崩壊の跡，昭和47年に水路が崩壊したので，塩化ヴィニールのパイプで通水していたのが，昭和49年の豪雪で再び崩れ去つた．復旧工事は，トンネル水路で行なわれて，既に完成している．

4．**東側用水と奈良滝用水**　(a)　奈良滝用水　この用水は早川上流の支流，小倉川から取水し，大平，岩倉，吹原地区の，400m～320m 以下の低い部分を灌漑している。幕末，安政3年（1856年）の開さくと伝えられ，これによつて約25ha が開田されたという。その後受益面積は増加し，50ha 位になつているが，詳細な調査は行なつていない。(b)　東側用水　早川谷右岸側の斜面を灌漑する用水で，最大の用水はこの東側用水である。第5図でみると，今日では，奈良滝川と合同取水して，大知川までトンネルになつて，以下大体470m から400m 位のコンターに沿うて，不動山の北を切り割つて，東海（ひがしうみ）まで引かれている。

東側用水の灌漑区域には，古田が約100ha あるが，この古田は笹倉用水の場合と同じように，大知川，

* 笹倉用水によつて開田されたところは，従来10アール当り維持管理費が3000円であつたのが，昭和40年から4500円になつた．

** このような危険な場所を捨てて，約135m のトンネルでショートカットする改修が，地辷り防止指定地域の災害復旧事業として，49年度中に県営で行なわれた．

久保川，反田川その他の流域の小さい谷川によつて灌漑していたが，7月末から8月の旱天には常習干害を受ける区域であつた。ここにおいて，笹倉用水の計画より古く，明治12年に旧上早川村の大平，吹原，猿倉部落が発起して，小倉川からの取水計画を樹てたが，余りにも大工事で実現できなかつた。それで明治21年に下流の坪野，中林，宮平，越の部落が参加し，7部落で計画を練り，現在の合同取水口より約2 km 上流の，890m 位の高度の小倉川より取水し，明治23年に約24km の長い用水路の開さくに着工し，総工費3600円（当時米1石は4円）で明治25年に完成した。その後明治32年に土塩，中野が加入し，明治38年に旧下早川村の東海まで延長した。

この用水の開さくによつて直接開田されたのは約70ha で，明治45年に85ha と増加したが，その後災害で水が減少したりして，増減があつた。この用水路も取水口から開渠であつたが，地辷りや山崩れで災害が絶えず，遂に昭和17年に，取入口を下げて，大知川までの水路を，全部トンネルにして，災害を避けることになつた。この工事は戦中，戦後に亘り昭和25年に完成した。これによつて，最初の取入口から大知川まで延々16km あつた水路が，トンネルによる直線水路となり6km に短縮されて，災害を避けることができた。

最初の小倉川からの開渠による取水時代は，笹倉用水の場合と同様に，積雪のため上流に行く程，井浚いが遅れ，7月初旬でないと小倉川からの原水が取水できなかつたので，下流から上流へと谷川の水を取水することにしていた。ここの場合は3期に分けて，4月下旬から谷川の取水，井浚いを開始し，原水取水は7月初旬となつていた。しかし昭和25年に上流部半分は全部トンネルになつたから，井浚は積雪に妨げられることがなくなつたので，灌漑期の開始とともに，原水を取水することができるようになつた。

しかしながらその後，東側用水の新取水口付近に地辷りがあつたので，再び大改修を行なうことになつて，古くから下流で取水していた奈良滝用水の取水堰および取水路を改修，拡大して，東側用水と合同して取水することにした。そして合同導水路1km で，東側用水分を分け，1200m 位のトンネルで，従来のトンネル水路の途中に合流させることにして，今日に至つている*。

従つてこの付近では現在の共同導水路より100m 位高い所に，今は使われないトンネル水路があり，さらにその上に最初の土水路が，遺跡となつて残つているのである。地辷り災害地の水利事業の苦闘の跡を見るのである。

筆者は早川土地改良区の田原書記，前山口理事長と現地踏査を行なつた際，この地域でも若い後継者で農村の指導者となる者がなくなつている今日，用水路の維持管理業務に精通した奉仕的な人が，将来得られなくなつた時に，先人の努力で維持されて来た，この地辷り地帯の用水路は，どうなるであろうかと語り合つた事を思い返しながら，本稿を擱筆する。

最後に本稿を草するための調査にあたつては，多くの方々のお世話になつたが，とくに現地調査などにおいて，更埴市の小林一栄，金井仙太郎，輪島市の北川政信，西花庄太郎，山口清松，坂口　隆，糸魚川市の田原綱二，川合三四雄，大島助右衛門の諸氏に深甚な謝意を表する。　(1974年11月19日受理)

* 東側用水の沿革，改修などについては，東側用水組合長兼早川土地改良区東側分区長，大島助右衛門氏保存の資料及び聴取りによつた．

地学雑誌 84, 1 (1975)

# 気候の乾燥化の証拠としての東アジアの開析 pediment

赤 木 祥 彦*

## Dissected Pediments as an Indicator of Arid Climate During the Riss-Würm Interglacial in East Asia

Yoshihiko AKAGI*

**Abstract**

The term " pediment " used in this paper is limited to the piedmont gentle slope that truncates hard bedrocks and is formed by the process other than a periglacial action.

Longitudinal profiles of pediments in Japan, Korea and the Liaotung Peninsula are concave in shape and more inclined closer to the knickpoint. the inclination of pediment decreases downslope gradually. In Japan the upper part of pediments is 13°-12° in gradient and the lower part is 8°, and the longitudinal length is about 1000-1500 meters in almost all pediments. In Korea and the Liaotung Peninsula the inclination of pediments is 10°-6° in the upper part and about 3°-1° in lower and the length is about 4000-5000 meters in most pediments, where the pediments continue to the plains which are supposed to be pediplains.

All the pediments already stopped to grow and they have been dissected by streamlets. The development of these pediments belongs to the Riss-Würm Interglacial and they stopped to grow a period before the Würm Glacial.

It is concluded that the pediments had been formed under the arid climate with the following facts:

1) Most part of granitic bedrocks of the pediments are weathered more than 30-40 meters in thickness, but partially not weathered and solid. Quarries are located on these solid bedrocks. But differences between weathered and solid bedrocks connot be seen in the shapes of pediments. So pediment surfaces are smooth from weathered to solid bedrocks. There is no soil (or A and B horizon of pedology) on the bedrocks coveled with The deposits, and upper parts of the hedrcoks are like Zone 1 of weathering zones being divided by B. RUXTON and L. BERRY(1957). These facts indicate that chemical weathering of the granitic bedrocks started after pedimentation truncating solid bedrocks had stopped. According to N. M. STRAKHOV (1967), chemical weathering are not active in the regions of desert, semi-desert, steppe and tundra.

2) The facies of the deposits on these pediments are similar to those on pediments which are developing in arid and semi-arid regions nowadays.

* 福岡教育大学 Department of Geography, Fukuoka University of Education

3) Under the humid climate in East Asia at present, landslide and mudflow are the most active erosional process on the escarpments behind these pediments. These landslides and mudflows often occur on weathered shallow valley bottoms, so the escarpments behind these pediments are eroded linearly.

## まえがき

筆者は1958年以来，日本各地の pediment を調査し，1) その発達する場所，2) 形態，3) 発達を制約する要因，4) 発達過程と形成営力，5) 形成時期を検討した(赤木1972a)。しかし，pediment 形成時の気候については現在より，より乾燥した気候であつたことを指摘するにとどまつた。この報告は日本および韓国の pediment を検討し，東アジアの pediment 形成期における気候がどのような状態であつたかを推定しようとするものである。

ところで，「pediment」の語を最初に使用したのは McGEE, W. (1897) である。彼はこの語をソノラ砂漠にみられる，鋭く突出した山地をとり囲み，山地と同じ花崗岩・片麻岩等からなる，うすい砂礫層をのせるか，あるいは裸出した緩勾配 (20′～3°25′) の岩石面に使用した。その後 pediment の研究は1930年代までほとんどアメリカ合衆国西部を中心にすすめられた。しかし時代がさがるとともに，pediment の調査範囲は世界各地にひろがり，また「pediment」の語も，“山地前面にみられる侵蝕緩斜面”という条件のみが考慮されるだけで，岩石の侵蝕に対する抵抗の相違により形成された山麓緩斜面，断層崖の前面にみられる緩斜面，周氷河地域にみられる緩斜面等にも使用されるようになつた。そのため，「pediment」の語が使用されていても，それらの地形がかならずしも同じ形成過程で形成されるとは限らない[1]。

そこで筆者は「pediment」の語を McGEE が最初に使用した地形と同様な地形に限つて使用することにし，「1) 氷河・周氷河作用以外の営力により形成され，2) 山地の侵蝕過程で継続的にみられる地形であり，山地の前面にみられ，山地と同様な硬い岩石を切つて発達する緩斜面（最大勾配約15°[2]）で，3) 背後山地斜面とこの緩斜面の間に勾配の不連続部がある地形」に pediment の語を使用する。

この論文では以上のように規定した pediment と，これと同じ地形であると解釈される地形をあわせて考慮した。

## I　日本および韓国の pediment

### 1．日本の pediment[3]

筆者が確認した日本の pediment は現在のところ，人吉盆地付近から北上山地南部まで分布している（第1図)。pediment が発達している場所は山間盆地（宮崎県鹿川盆地・島根県矢上盆地など），古い断層線に沿つて（安芸山地など），あるいは侵蝕平坦面の境（中国山地中央部など）等，いずれもある程度の比高のある山地の前面である。

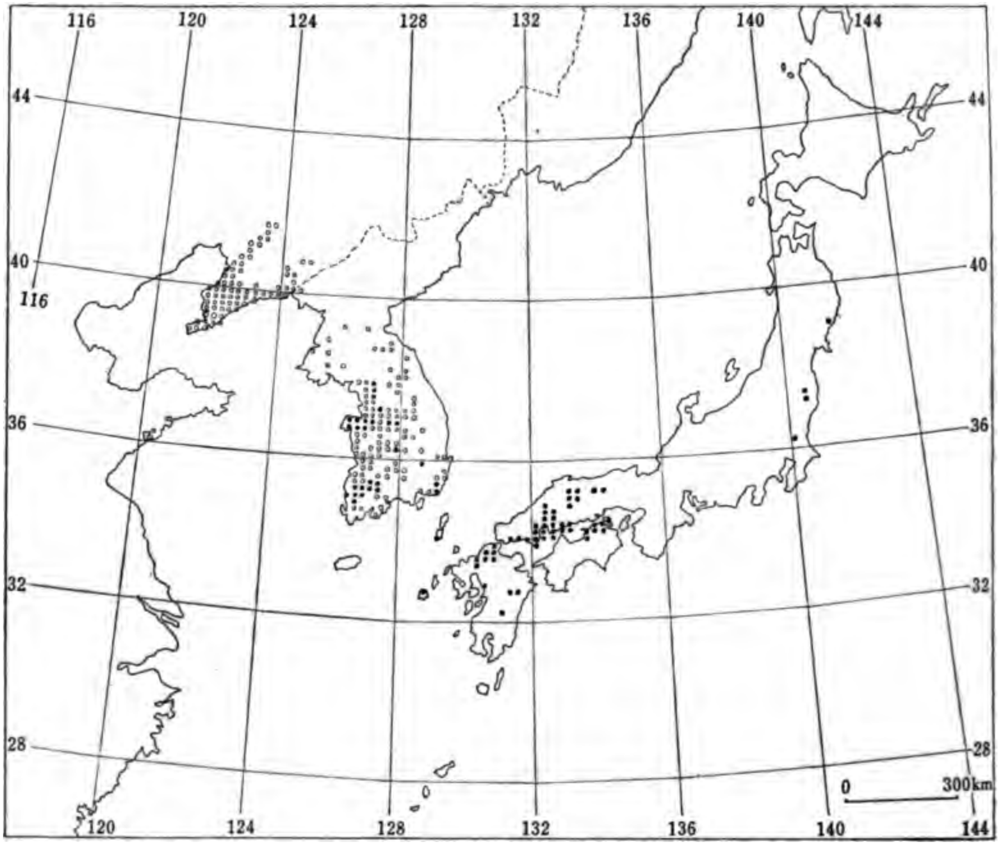
さらに地質的には，これらの pediment はいずれも粗粒ないし中粒の花崗岩類の部分に発達しており，しかも背後急斜面の山頂部ないし中腹までは古生層や流紋岩などの硬い岩石あるいは細粒花崗岩からなつている。

pediment の上端と背後急斜面との境から末端までの長さ（以下 pediment の縦の長さと略記）はほと

1) 周氷河地域にみられる山麓緩斜面には cryopediment の語を使用し，pediment と区別している研究者も多い．

2) pediment を総括的に論じた DRESCH, J. (1957) と KING, L. (1962) はいずれも最大値として13° をあげ，また筆者が入手し得た論文での最大値は15° であつた（赤木1972a）のでここではこの値をあげた．

3) 詳しくは（赤木1972a）を参照されたい．




第１図　東アジアの pediment 分布図

５万分の１地形図中に pediment が発達している場合をピックアップした Ⅲ pediment の分布を参照されたい.

● 印は筆者が確認した pediment. ○印は地形的，地質図から推定した pediment，日本の場合すでに指摘したように（赤木1972b）形態図に pediment 類似の地形が各地にみられるので筆者の確認した pediment のみピックアップした.

んどの pediment で１～1.5km である。縦断面形はいずれも僅かに concave であり，上端に近い部分で勾配を急に増し12°～13°，時に15°，反対に末端に向つては徐々に勾配を減じており，末端での勾配は多くの場合8°，場合によつては6°前後の値もみられる。横断面形は，上端，中央部，末端を問わず，部分的には僅かな起伏がみられることもあるが，全体的には平坦である（新しい開析谷をのぞいて）。また pediment の上端部と背後急斜面との境の線は直線的である。

これらの pediment 面はいずれも現在小谷で開析されているが，原面を残している場合には，いずれも厚さ数 m までの sorting・bedding・roundness の悪い礫層を matrix として堆積している[4)]。

pediment の背後急斜面の比高は約100～600m と大きな差があるが，これはある程度の比高があり，侵

4)　筆者の pediment に関する最初の論文（赤木1961）では，花見山西側の pediment 堆積物の層厚が25m であると述べているが（p. 61），その後の再調査で pediment の形成後，その上に扇状地堆積物が堆積していることに気づき訂正した(赤木1972a p. 15). 吉川他（1973）「新編日本地形論」では赤木1961の値が引用してあるので（p. 185）ここで再度訂正する.

蝕基準面が安定していれば，pediment の発達が可能なことを示している。また背後急斜面の勾配にはかなり各地で差があり，最も急な場合 free face となつており，最も緩かな場合25°であるが，free face がみられるのはいずれも垂直に近い節理が発達している場合である。いずれの背後急斜面にも共通している点は，下端に近い部分で一番勾配が緩かであり，山頂に近い部分で，もつとも急勾配になつていることである。この背後急斜面は，その斜面全体が花崗岩の場合に谷の発達がいちぢるしく，それに対し，花崗岩からなる部分が少いほど，小谷の発達が少くなつている。

**2. 韓国の pediment**[5]

韓国の pediment は，テーペク山脈に近い所では盆地内と2段の侵蝕平坦面の境に発達している。西海岸に近い所では広く pediplain が発達している。地質的には，大部分の pediment は花崗岩の所に発達しているが，金相昊 (1966) は漢江下流域において，片麻岩を切つて発達する pediment を報告している。

韓国の pediment の規模は日本のそれより大きく，縦の長さが4～5km に達するものがみられ，また pediplain も各地にみられる。その縦断面形は僅かに concave である。勾配は上端部で急であり，上端から離れるにしたがつて緩かになつている。一般に上端部では6°～10°であり，上端から数100m 離れると3°～5°となり，2～4km 離れると1°～2°あるいはそれ以下になる。横断面形は日本の pediment と同様，上端，中央部，末端を問わず，部分的には僅かに起伏がみられることもあるが，全体的には平坦である。また pediment の上端部と背後急斜面の境は直線的である。

これらの pediment はいずれも現在開析されているが，原面が残つている場合，厚さ約3m までの sorting・bedding・roundness の悪い礫層がマサ土を matrix として堆積している。

背後急斜面の比高は500m から50m 以下と各 pediment により差異がみとめられる。その勾配は20°から30°であり，いずれも末端で緩かであり，頂上に向つて急傾斜となつている。

## II pediment を乾燥気候のもとで形成された地形であると判断する根拠

### 1. pediment が現在の気候のもとで形成されたとする見解に対する批判

三野 (1942) は日本の気候について，「日本に於ける気候状態をみるに，日本海方面の冬季降雪多き地方を除けば，冬の乾季と夏の雨季とに分れ乾季から雨季に，雨季から乾季への過渡的期間には若干の降水があつてやや明確を欠くも，初秋の未だ高温の時期が台風期であつて，年降水量の25%以上を1日間に降水する豪雨も稀でなく，台風に伴う雨は数日間の大雨で1年間の3分の1以上を降水することはしばしばで，SCHMITTHENNER (1927) も指摘した如く，それが夏季40日以上雨らしい降雨をみず，地表の草木は僅かにその命脈を保持する状態に続くことが長年しばしば起る点に地形生成上，特に意味がある。」(p 227) ことを指摘し，このような気候条件のもとでも pediment (小奴可地形) が発達するとの結論に達している。しかし，すでに指摘した(赤木1960・1973) ように，三野が pediment(岩石床) と類似していると指摘した地形 (三野1942, pp. 248～257) は，江戸時代初期から大正中期まで，風化花崗岩中の砂鉄を採取するために，人工的に形成された平坦地である。

武永健一郎は pediment のみをとりあげて論じたことはないが (武永は筆者が pediment と規定した地形を pediment と認めていない)，中国山地の地形を論じた報告の中でこの地形にふれている。中国山地の花崗岩地域に角礫と砂 (マサ土) からなる厚さ7～8m 以内の堆積物をのせた侵蝕緩斜面が発達していることを認めている (吉田・武永1971) 点では筆者と見解が一致している。しかし気候条件や形成営力については見解を異にする。武永は鈴峯山体の地形を論じた時 (武永1968)，pediment (侵蝕緩斜面) について，「この種の地形を侵蝕基準面が安定している時期・地域での，花崗岩地形の一つであると考える。すなわち，花崗岩一類似の火成岩でもよい一が風化して未風化部分や他の硬質岩との差別侵蝕を受け，形

5) 赤木 (1965・1971) と AKAGI (1974) を参照されたい.

成されたものだと思う。気候条件は，風化や侵蝕力には影響を与えるのはもちろんであるが，存否にまで影響を与えない」と述べ，形成営力については「戦後数回，土石流が押出して，山陽線を不通にしたが，これが緩斜面形成の布状侵蝕であり，現成中である証拠であろう[6]。現状の自然条件は，けつして最良ではないかも知れないが，斜面発達が行れていないとは言えない。"土石流" "岩塊流" "崩壊" なども，多かれ少かれ，営力の一つとなつていることを合せ考える必要がある」と述べている。そして結論の所で「緩斜面形成の原因は，気候変化より，むしろ，花崗岩の深層風化に求めたい」と述べている。

武永は更に三次盆地の地形について論じた時（武永1972a)，「緩斜面は土石流的布状侵蝕によつて形成されたものらしい。すなわち，堆積物は5～6mで薄く，礫は角ばつて淘汰が悪るく，成層状態もよくない。地層が赤色化していることから，侵蝕緩斜面形成後一氷期[7]を経ている（少くとも10万年以上前）ことが分る。面形成後に侵蝕基準面の低下があつて，谷を刻みこみ，侵蝕緩斜面は尾根状になつている」と述べている。しかし，武永のこれらの見解はこの地形を説明し得ていないのでその点を指摘する。

武永は鈴峯に関する論文で，pediment の成因を深層風化と花崗岩山地にしばしば発生する土石流に求めているが，深層風化がみられるのは pediment の部分だけであり，土石流はすべて背後急斜面から発生しており，両者は結びつかない。また武永（1972a）によると pediment 形成後一間氷期を経ており，深層風化層は約50m に達している。にもかかわらず，深層風化を受けている部分が10万年以上も侵蝕されていないこと（化石 pediment 面を残していること，赤木1972a）は，深層風化が pediment の成因ではないことの証拠である。後述のように深層風化作用は pediment 形成後に働いた。



写真 1　花崗岩斜面における崩壊の一例
広島市付近1972年7月



写真 2　花崗岩斜面における土石流による渓床の侵蝕
広島県加計町1972年7月

武永は三次盆地に関する前掲の報告で，pediment の形成営力を「土石流的布状侵蝕」と推定しているが，筆者も pediment 形成時に「土石流的布状流」が発生していたと推定する。しかし現在しばしば発生している土石流は谷を発達させるような土石流であり，布状侵蝕をする土石流は発生していない。土石流発生の直接のきつかけになつているのは崩壊であるが，この崩壊が多数発生するのは流水が集りやすい水平断面の谷（凹）型斜面[8]である

6) 吉川虎雄他（1973）もこの地形が土石流で形成されたとは考えられないだろうか，との見解を示している（p. 186).
7) 間氷期の誤植と考えられる.
8) 微地形的に極く浅い谷型斜面を含めて.

(広島県土木部, 1951；広島県教育委員会, 1951；広島県土木部, 1961；河上他, 1967；河野他, 1968；田中, 1972；門村他, 1972；写真1)。土石流はこの崩壊に続く渓床で発生するが, 土石流の発生後にはその侵蝕により, 未風化の基盤が露出し, 岩樋状の渓床がみられることが多い(門村他1972, 写真2)。以上のように土石流は谷を発達させるように働いており, 面状の侵蝕は行つていない。

また武永は侵蝕基準面が低下した結果, 谷が発達し, pediment が開析されたとしているが, 侵蝕基準面の低下と谷の発達は直接には結び付かない。面状に流失していた水が線状に流れる原因にならないからである。

**2. 深層風化と人工による地形変化**

筆者が調査した pediment の基盤は, 現在深く時には数10m の深さまで深層風化作用を受けているが, この風化作用は pedimentation 中断後に行れたものであり, pediment は未風化の基盤を切つて発達したと推定される。すなわち, pediment 堆積物の下の風化した基盤にA・B層がみられず, 直接マサ化していることは[9], 堆積物の移動と基盤面の形成が同時であつたことを示している。もし基盤が風化したのちに堆積物の移動があつたのであるならば, 基盤はその風化の程度によつて差別侵蝕される結果, 基盤に起伏が生じるはずである。また, 礫が風化層にめり込んでいる部分があるはずである。しかし, 筆者が調査した範囲では, いずれの pediment の基盤も平滑であり, 礫が風化した基盤にめり込んでいる部分はみられない。したがつて, 堆積物は未風化の基盤上を移動したと推定される。また, 砂鉄採取のための鉄穴流しが行なわれた地域に「小丸」と呼れる人工の小丘の存在することによつても, この推定は支持される。

広島・島根・鳥取・岡山の四県にまたがる中国山地中央部では, 和鉄の原料である砂鉄の採取[10]が江戸時代初期から, 道後山, 比婆山を中心に非常に盛んになり, 大正中期まで続いた（第二次大戦後特殊鋼生産のため, 島根県下で一部再開され, 現在も続いている)。花崗岩の風化は緩傾斜の所でいちぢるしいため, pediment も切崩され, その原面をほとんど残さない所も多くみられる。しかし花崗岩は一様に風化されているのではなく, 部分的に未風化の部分がある。その部分はトビロ等では切崩せないために, 小丘状に残されている[11] (赤木1960；三位・藤井1972)。これが「小丸」である。

花崗岩の風化が一様ではないことはこの例でも明かであるが, もし pediment が花崗岩の風化しつつある時, あるいは風化後に形成されたのであるならば, 未風化の部分は pediment 上に突出しているか, 少くとも小高くなつているはずである。しかし, いずれの pediment も平滑であることは, pediment の形成時には基盤は風化していなかつたことを示している。

後述のように現在の日本および韓国では, 人工的な原因あるいは崩壊等で基盤が露出しても, 足尾のようにその原因が継続しないかぎり, やがて土壌が発達し, 植生が回復してくる。このことは, これらの地域では現在化学的風化作用が機械的風化作用より優勢であることを示している。

STRAKHOV (OLLIER, C. D.： 風化—その理論と実体, 松尾他訳1971) によると, 化学的風化作用の不活発な地域は砂漠, 亜砂漠, ステップおよびツンドラである。筆者が観察した pediment 上堆積物には周氷河作用はみとめられず, その堆積物は流水により運ばれた堆積相を示しているので, これらの pediment は乾燥した気候のもとで形成されたとの結論に達する。

**3. 植生がまばら, あるいはみられない斜面での侵蝕作用**

乾燥地域での侵蝕作用の特徴は, 化学的風化作用が弱く, 機械的風化作用が卓越していることである。しかし, このような事例は湿潤地域である東アジアにおいても, 一時的なものではあるが認められる。

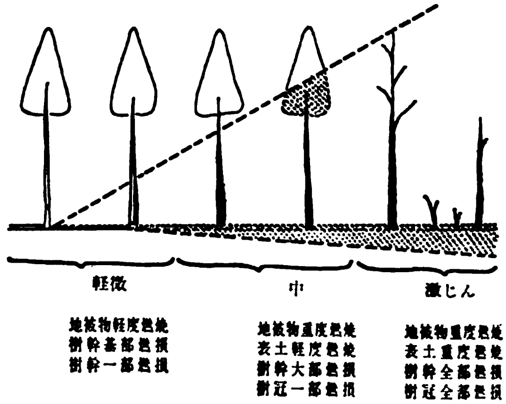
---

9) 花崗岩の風化層区分は門村（門村他1972）にしたがう.

10) 用水路を引き, マサ土をトビロで切崩して, 水洗して砂鉄を採取したが, これを鉄穴（カンナ）流しと云つた.

11) OLLIER, C. D. (1960) 等の説明するボルンハルト（インゼルベルク）が自然に掘出されたのに対し, 小丸は人工的に掘出されたものである. 韓国ではこの未風化の部分が石切場になつている所もある.

村井（1972）は1961年5月29日からと1969年5月6日から岩手県下で発生した山火事が，地表面におよぼす影響を調査している。1961年の山火事の場合，被災強度を概括的に軽微，中度，激じんに三分し(第2図)，それぞれにおける(1) 地被物および表土の燃焼状況，(2) 侵蝕状況，(3) 浸透能および土壌の受蝕性，(4) 土壌の肥沃性の変化等を調査事項として，被災直後と6カ月経過した時点で調査を行つている。調査結果は第1，2，3表のようであり，激じん地区で土壌損失がもっとも深い。このことは，植生，落葉層等土壌層を保護しているものが焼失したうえに，村井が説明しているように，燃焼した土粒は粉末状に分散し極端な阻水性を呈し，浸透能が小さな斜面では降雨時の地表流下が大きく，それに付随して，侵蝕深が大



第2図　火災にある典型的な林地の被災図（村井1972)

第1表　1961年の山火事により被災した調査地の自然概況（村井1972)

| 調　査　地 | | | 標高 (m) | 方位 | 斜面形状 (斜面上の位置) | 傾斜角 (°) | 土壌型 | 母岩 | 植被 | 樹高 (m) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 山根 Yamane | 激じん | No. 4 | 570 | S | 上昇斜面(R)* | 28 | $B_B$ | 凝灰岩類 | 天然生林（ミズナラ） | 12-16 |
| | | No. 5 | 550 | SSW | 〃 (H)** | 34 | $B_{D(d)}$ | 〃 | 〃 | 12-16 |
| 有芸 Ugei | | No. 7 | 150 | SSW | 〃 (R) | 33 | $B_A$ | 研岩 | 天然生林（アカマツ－コナラ） | 3-20 |
| | | No. 8 | 120 | SSW | 〃 (R) | 33 | $B_A$ | 〃 | 〃 | 3-20 |
| | | No. 9 | 100 | SSW | 〃 (F)*** | 33 | $B_{D(d)}$ | 〃 | 〃 | 3-20 |
| 小本 Omoto | | No. 12 | 60 | NNE | 平衡斜面(H) | 35 | $B_D$ | 花崗岩類 | 人工植栽林（スギ） | 20-30 |
| | | No. 13 | 40 | NNE | 〃 (F) | 30 | $B_D$ | 〃 | 〃 | 20-30 |
| 崎山 Sakiyama | | No. 18 | 80 | SSE | 下降斜面(H) | 38 | $B_C$ | 〃 | 皆伐跡地 | |
| | | No. 19 | 60 | SSE | 〃 (H) | 36 | $B_C$ | 〃 | 〃 | |
| | | No. 21 | 80 | SE | 〃 (R) | 40 | $B_A$ | 〃 | 天然生林（アカマツ－コナラ） | 10-15 |
| | | No. 22 | 60 | SE | 〃 (H) | 40 | $B_B$ | 〃 | 〃 | 10-15 |
| 山根 Yamane | 中度 | No. 6 | 530 | SSE | 上昇斜面(F) | 33 | $B_{D(d)}$ | 〃 | 天然生林（ミズナラ） | 6-17 |
| | | No. 10 | 60 | NNE | 平衡斜面(H) | 43 | $B_D$ | 〃 | 〃 | 6-17 |
| 有芸 Ugei | | No. 11 | 40 | NNE | 〃 (F) | 43 | $B_D$ | 〃 | 人工植栽林（スギ） | 20-30 |
| | | No. 16 | 70 | WSW | 下降斜面(H) | 40 | $B_C$ | 〃 | 皆伐跡地 | 20-30 |
| 崎山 Sakiyama | | No. 20 | 40 | SSE | 〃 (F) | 18 | $B_{D(d)}$ | 〃 | 〃 | |
| | | No. 23 | 40 | SE | 〃 (F) | 30 | $B_B$ | 〃 | 〃 | |
| 山根 Yamane | 軽微 | No. 1 | 580 | SSE | 平衡斜面(R) | 30 | $B_B$ | 凝灰岩類 | 天然生林（ミズナラ） | 4-15 |
| | | No. 2 | 560 | SSE | 〃 (H) | 28 | $B_D$ | 〃 | 〃 | 4-15 |
| 崎山 Sakiyama | | No. 3 | 520 | S | 〃 (F) | 42 | $B_E$ | 〃 | 天然生林（ホホ－サワグルミ） | 5-17 |
| | | No. 14 | 70 | ESE | 〃 (H) | 43 | $B_D$ | 花崗岩類 | 天然生林（コナラ－ケヤキ） | 3- 9 |
| | | No. 15 | 60 | ESE | 〃 (F) | 44 | $B_D$ | 〃 | 〃 | 3- 9 |
| | | No. 17 | 60 | W | 上昇斜面(F) | 44 | $B_D$ | 〃 | 天然生林（コナラ－クリ） | 10-15 |

（注）*尾　根（R），**中　腹（H），***山ろく（F）

第2表　落葉地被物の燃焼度と表土の燃焼深（村井 1972）

| 測定項目 | 激じん | | | | | | | | | | | | 中度 | | | | | 軽微 | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| plot No. | 4 | 5 | 7 | 8 | 9 | 12 | 13 | 18 | 19 | 21 | 22 | 6 | 10 | 11 | 16 | 20 | 23 | 1 | 2 | 3 | 14 | 15 | 17 |
| 落葉地被物の被度（%） | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 75 | 45 | 35 | 50 | 25 | 70 |
| 表土の燃焼深（cm） | 10 | 12 | 10 | 6 | 6 | 12 | 10 | 18 | 17 | 13 | 10 | 8 | 4 | 4 | 4 | 3 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |

第3表　浸透能と土壌の損失深（村井 1972）

| 測定項目 | 激じん | | | | | | | | | | | | 中度 | | | | | 軽微 | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| plot No. | 4 | 5 | 7 | 8 | 9 | 12 | 13 | 18 | 19 | 21 | 22 | 6 | 10 | 11 | 16 | 20 | 23 | 1 | 2 | 3 | 14 | 15 | 17 |
| 浸透能（mm/hr） | 0 | 75 | 0 | 15 | 5 | — | — | 0 | 0 | 20 | 30 | 50 | 67 | 15 | — | 205 | 170 | 140 | 115 | 220 | — | 275 | 330 |
| 土壌損失深（cm） | 8 | 4 | 8 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 0 | 2 | 2 | 2 | +5* | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |

（注）*堆積

きくなつたものと推定される。

花崗岩山地は乾燥しやすいためか，中国山地の花崗岩地域ではしばしば大規模な山火事が発生し，そのため植生がまばらになつている例は，瀬戸内海付近だけでも広島市鈴峯，大野町，阿多田島，防府市，下関市長府の火の山等多くみられる。

防府市姫山の場合，1965年10月と1967年9月に山火事があり，二回の山火事で山頂から末端まで焼失した。筆者のきき込みによると，1967年の場合，落葉層まで完全に焼失してしまい，次の二年間は植生はみられず，梅雨季から台風季にかけての降雨で表土層は流失してしまつた[12]とのことであるから，この山火事は村井（1972）の分類による「激じん」に相当するものと推定される。1973年1月における観察によると，この斜面における植生はカヤ類が中心である。勾配約15°以下の山麓部には植生が比較的多く，植生に覆れている所と裸出している所の割合は1：2程度である。勾配20°以上の山地斜面では植生はまばらになる。山麓部の地表にはマサ土が露出しており，A・B層はほとんどみられない。勾配20°-30°の山地斜面にはマサ土が残つている部分と未風化の基盤が露出している所があり，両者の割合はほぼ前者3，後者1程度である。基盤が露出している所では節理に沿つて破壊が進んでいる（写真3）。勾配が30°をこすとマサ土がみられる所は少くなるが，この部分には山火事の前から基盤が露出していたと推定される部分も含まれる。

この山火事の前における斜面の状態を推定するために，山火事のあつたすぐ近くの同じ花崗岩で勾配約25°の斜面を観察した。この斜面は写真4のように表面には松と常緑の灌木やカヤ類が生えており，地表から落葉層と約50cmの厚さの土壌層がみられ，マサ土に移行している。おそらく山火事発生前の斜面は，

12）この山地では山頂から山麓まで松茸が沢山とれていたため，農民は山火事の影響を注意していた。



写真 3 山火事のため基盤が露出し機械的風化作用がすすんでいる，花崗岩斜面，防府市姫山．



写真 4 写真3とほぼ同じ条件で山火事で焼かれなかつた斜面．

これに類似した状態であつたと推定される。

千葉（1956・1973）は，日本各地，特に東濃美から瀬戸内周辺に広くみられたはげ山を研究した。彼ははげ山の原因は，過度の森林伐採，採草地の過度利用など人為的に植生が破壊されることであり，これにより土壌の流失がおこり，はげ山が形成されることを明かにした。千葉ははげ山に露岩がみられないのは，その形成が新しいことによることを指摘しているが，斜面勾配が急で土壌が流出しやすく，また長期間植生が回復していない足尾山地では，土壌がまつたくみられない斜面が広くひろがつている。この斜面では節理に沿つての機械的風化作用が盛んであり，化学的風化作用が基盤に働く前に崩落している（写真5）。



写真 5 土壌層が流出し基盤が露出し機械的風化作用を受けている足尾の斜面．

現在の日本の気候のもとでは，植生被覆をとり去る力が加えられなければ，はげ山の回復は，すみやかに植生遷移の法則にしたがつて進行する（千葉1973）。しかし花崗岩等の岩石の所，あるいは急勾配の所では植生の回復がおくれ，そのような斜面ではしばしば砂防治山工事が行れている。広島県林務部（1962）によると，砂防治山工事としては一般に，斜面に階段状の面をつくり，そこに苗木を植栽する方法がとられている。砂防治山工事を行なう斜面は瘠地であり，乾燥しているために，苗木はそれにたえるものでなければならない。広島県の花崗岩斜面では，一般に瘠地で乾燥したところにも育つと考えられている松の苗木でも成功せず，〝ハゲシバリ〟と〝ヤシャブシ〟の二種が多く植栽されている。苗木を植栽することにより風化物の移動を止め，土壌化をすすめ，土壌層の発達により植生を回復させている。すなわち，苗木の植栽は土壌層の発達と植生の回復の間における相互作用の契機となつているのである。

### 4. 地形形成におよぼす気候・植生の影響

以上のように植生の有無・粗密は土壌層に影響を与え，ひいては機械的風化作用と化学的風化作用の優

劣を決定している。筆者が pediment を調査した範囲では，現在自然な状態では斜面は植生に被覆され，土壌層が発達しており，相対的に化学的風化作用が優勢である。ところが，何かの原因で植生がまばらになると，あるいはなくなると，土壌層はうすく，あるいはまつたくみられなくなり，基盤が露出して機械的風化作用が相対的に優勢になる。そして足尾のように植生がみられなくなる原因が永続すると，機械的風化作用が優勢な状態は永続する。

このような現象は先の報告（AKAGI, 1972）で明かにしたように，乾燥地域から湿潤地域にかけてみられる。南米の場合，S 29°付近から北（マルトンヌの乾燥指数２～４の地域）では，talus slope より高い所では土壌はみられず，機械的風化作用が盛んであり，足尾の植生のまつたくみられない斜面とよく似ている。S 30°～31°付近（乾燥指数６～８）では土壌もみられるようになるが，まだ機械的風化作用も盛んである。31°～32°から南になると植生・土壌の発達がよくなつてきて，角礫の生産はみられなくなる。地形もこの付近を境に変化し，小谷が発達し，pediment はみられなくなる。

上述のように，植生は土壌を介して侵蝕をコントロールしているが，植生を長期的にコントロールしているのは気候条件であり，ここでとりあげている地形においては，降雨特性が地形を決定することになる。植生・土壌が発達するような降雨量のある所では，流水は線状に固定され易くなり，谷が発達する。それに対して，植生・土壌の発達が悪るい，あるいはみられないような降雨量の所では機械的風化作用が卓越する。機械的風化作用が卓越している地域では，単位体積当りの表面積が広い尾根の部分がもつとも速く侵蝕されることになる。すなわち，山地斜面に谷や尾根のない平滑な斜面が単位体積当りもつとも表面積の少い地形となり，機械的風化作用に対し抵抗のもつとも強い地形となる。そのため乾燥地域には面状の山地斜面が卓越するのである。

乾燥地形と湿潤地形の境は機械的風化作用が卓越するか，化学的風化作用が卓越するかにより決る。

以上のように，化学的風化作用が優勢になれば線状侵蝕が支配的となり湿潤地形が，機械的風化作用が優勢になれば面状侵蝕が支配的となり乾燥地形が発達するが，東アジアにおける pediment 形成期の気候は具体的にはどのような状態であつたであろうか。この点に関してはいまだはつきりした資料は持つていない。しかし少くとも，これらの pediment 形成期の気候のもとでは，pediment が形成されつつあつた山地斜面には，樹木は生育していなかつたと推定される。

## III　pediment の分布

遼東半島・山東半島から日本にかけての pediment の分布を第１図に示した。遼東半島，山東半島，朝鮮半島については現在調査不十分，あるいは不可能なので，この範囲は文献，地形図，地質図，写真から筆者の調査した pediment と同じと解釈できる地形を分布図に記入した。

**遼東半島**　現状では遼東半島の野外調査をする機会を得ず，10万分の１地形図（39°20′N～41°40′N, 121°E～125°E；大日本帝国陸地測量部1932）と2.5万分の１地形図（38°55′N～39°35′N, 121°E～122°37′30″E；陸地測量部1915）および花井(1927)，河田(1930)，椙山(1932)によつた。地形図は10万分の１，2.5万分の１ともにかならずしも表現は正確でない。しかし花井の口絵写真およびこれらの３報告から遼東半島には花崗岩および片麻岩の所に pediment が発達していることが知れる。これら３報告は2.5万分の１の地形図が刊行されている範囲で論じられているが，10万分の１地形図が刊行されている範囲は2.5万分の１地形図の刊行されている範囲に一部重るので，2.5万分の１地形図をもとにして，10万分の１地形図上で類推し，図示した。そのため将来実地調査により訂正される可能性がある。

遼東半島は北東～南西方向にいわゆる壮年期の地形がみられ，この壮年期の山地を囲むように pediment が発達している。ただ例外的に鴨緑江に近い寛甸付近に盆地状に pediment がみられるが，これは朝鮮半島の亥安面盆地，九州の鹿川盆地等と同様に，その部分に花崗岩がみられるために形成されたものと推定される。なお，遼東半島の pediment はいずれも開析されているが，その程度は，韓国のそれほどいちぢ

るしくない。

**山東半島**　青島付近の非常に狭い範囲の5万分の1地形図（青島近傍5万分の1）しか検討できなかつた。そのため pediment の存在は青島付近しか記入しなかつた。しかし100万分の1の地図 (Eastern Asia NK 51・NJ 51 U.S.A Army), 花井 (1927) の文献から山東半島の全域に pediment が分布しているのではないかと推定される。

**朝鮮半島**　大韓民国における分布は実地調査, 5万分の1・2.5万分の1地形図, 地質図と金相昊 (1966・1973), 張載勲 (1966・1972) を参考にした。朝鮮民主主義人民共和国における分布は赤木 (1965) によつた。朝鮮半島の北半分に pediment が少いのは蓋馬高原が広い範囲をしめていること, 花崗岩の分布が狭いこと, 北緯40°付近から急に旧陸地測量部の5万分の1の地形図の表現が悪くなることによる。実際の pediment の分布はこれより広いと推定される。

朝鮮半島の pediment はすでに指摘した（赤木1965）ように, 2段に分けて考えることができる。大規模な pediment, pediplain はすべて下位の pediment に含まれる。これが広くみられるのは水原から瑞山にかけて, 群山・裡里・金堤付近, 光州から木浦にかけての栄山江流域である。

**日本**　日本の場合, 筆者が実地調査で確認したもののみ記入した。しかし地形図, 地質図, 文献からみて, これ以外にも例えば琵琶湖西岸, 長野県下などにも pediment が発達しているのではないかと推定される。しかしすでに指摘している（赤木, 1972b）ように, 形態的に pediment に類似した地形が多いので, 地形図等からだけでの判断では間違う可能性があるので, 図示にあたつては実地調査で確認したもののみにとどめた。

pediment の分布はすでに指摘したように, 花崗岩の分布と密接な関係があり（赤木, 1972a), また筆者の調査にも偏りがあるので, 第1図に示された pediment の分布は偏在的である。しかしここで問題になるのは乾燥した範囲である。pediment がみられる所ではかつて気候が乾燥したと考えられるが, 現在 pediment がみられない所では乾燥したか否かの判定がむつかしく, 東アジアにおいて, これらの pediment が形成されていた時期に, 気候が pediment が形成され得るほどに乾燥していた範囲の南限・北限についての直接の資料は持つていない。

南限については中国大陸での調査がすすむにつれてはつきりすると考えられるが, 日本の場合, 現在確められている pediment でもつとも南に位置しているのは人吉盆地の東, 市房山山麓のそれである。ここから南で, 花崗岩の分布しているのは垂水の東, 大隅半島, 屋久島であるが, いずれも pediment はみられない。大隅半島は第四紀における隆起量も安芸山地とほぼ同じである（第四紀地殻変動グループ, 1968）のに, その斜面形は安芸山地の花崗岩地域のそれとは異り, むしろ古生層や流紋岩地域の斜面形に類似している。この相違を検討することにより, 大隅半島に pediment がみられない原因があきらかになると考えられる。なお内之浦町大原付近に小規模な山麓緩斜面がみられるが, これが pediment の初期のものであるか否かははつきりしない。

武永 (1972b) は徳之島に pediment 類似の地形が発達していると指摘している。確かに花崗岩の部分を含めて, 形態的には pediment と非常によく似た地形が発達しているが, この緩斜面には淘汰のよい円礫が, knickpoint から末端まで堆積しており pediment ではない。以上のことから pediment の分布の南限については, 現在のところ一応31°～32°N 付近と考えている。

北限についても南限と同様に現在のところ明確な境を引くことはできない。“存在する”ということの実証に比較して“存在しない”ということの実証は非常にむつかしいからである。現時点では pediment の存在から, 少くとも39°N 付近までは乾燥したと推定される。遠野の北西に位置する高清水山 (797m) の東斜面は, 形態, 花崗岩の上に硬岩層が位置していることが他の地域の pediment と共通しているが, その堆積物は cryopediment 上堆積物である。間氷期に形成された pediment が, その後の寒冷期に若生 (WAKO, 1966) が指摘したように, cryopedimentation を受けたのではないかと解釈される。

## IV pediment の形成時期

pediment の形成期については，筆者は先に下末吉面形成期か，少くともヴュルム氷期開始以前のある時期までに形成された地形であるとした(赤木，1972a)。その後，熊本県玉名市近くの小岱山山麓で pediment 形成期を知る手がかりを得たので以下簡単に付加える。

小岱山（501m）は玉名市の北方に位置し，東西約5km，南北8km の花崗岩からなる山地である。pediment はこの山地を囲んで発達している。特に北方によく発達しており，縦の長さ約1～1.5km である。複雑に開析されているが，原面は尾根状に残つており，この面上には他の地域の pediment と同様に bedding・sorting・roundness の悪い礫層がみられる。

この小岱山の周辺には3段の段丘が広く発達している（郷原等，1964；古川・満塩，1964)。小岱山の南東部，栗山の南では段丘礫層中に pediment 堆積物が混入している。この段丘は繁根木川の右岸に位置し，標高約40m である（2.5万分の1地形図による)。この段丘礫層の上部約2m 中に pediment 上堆積物の角ばつた花崗岩質礫が混入している。さらにこの礫層上には，層厚1～1.5m の阿蘇火砕物質が堆積している。

郷原等（1964）によると，この付近の上位段丘の高度は60m 前後，中位段丘のそれは30～40m，古川・満塩（1964）によると，上位の段丘高度は50～60m，中位のそれは30～40m となつている。そして中位段丘は下末吉面に対比されている。しかし，郷原等も古川等もこの栗山付近の段丘は図示していないので，この pediment 上堆積物が混入している段丘が上位面なのか，中位面なのか不明である。段丘面の高度からすると，この段丘面は中位段丘に対比されそうであるが，詳しくは今後の調査を待ちたい。

韓国の pediment の形成期を推定する手がかりとしては次の点があげられる。北部の瑞山・礼山付近，南部の羅州・木浦付近の，海岸に終る pediment の末端高度はいずれも海抜ほぼ20m であり，両者のほぼ中間に位置する群山・裡里付近の pediment も2.5万分の1地形図によると，両者の pediment の高度とほぼ同じであること。金相昊（1973）が漢江下流で，忠州面（pediment）が海岸段丘状に終り，この面を切る金浦面が海岸低地から海底へ延び，大陸棚の基底原面を形成していることを指摘していること。瑞山，南原，光州付近の pediment の背後急斜面には，大規模な岩海と岩塊流がみられ，これらが pediment を開析する谷底にのびていること，pediment 上堆積物の見かけ上のふるさに，韓国と日本においてあまり差がみられず，いずれも赤色化していること。鈴木（1970）が日本付近の第四紀気候変動について述べた時，フレンチェルの図を引用して，「‥‥リス－ヴュルム間氷期には朝鮮半島まで乾燥している。この時期が，日本でペジメントの形成された時ではなかろうか。ミンデル－リス間氷期以降，日本南部が乾燥したと考えられるのは，このリス－ヴュルム間氷期だけである。」と述べていること。これらの事実から韓国の pediment も日本の pediment と同時期に形成されたと推定される。

## V pediment の形成速度

乾燥した期間がどの程度続いたか，の問題は同時に pediment 形成期間の長さの問題である。しかし，pediment は侵蝕地形であるため，その形成された時期を明かにする資料が不足している。そのため，日本および韓国の pediment の場合，その形成速度はこの pediment の形成期より前に形成された侵蝕平坦面と，後に形成された侵蝕平坦面の形成期から推定する以外に，現在のところ方法がない。

広島湾付近は日本で pediment がもつとも広く発達している地域である。この pediment 背後の山頂には吉備高原に対比される侵蝕平坦面がみられ，第四紀 200万年の間に約500m 弱隆起している(第四紀地殻変動グループ 1968)。ところで，広島付近には中位侵蝕平坦面（吉備高原面）と低位侵蝕平坦面（瀬戸内面）のほぼ中間，約250～350m の高度に白市盆地などの小規模な侵蝕平坦面[13]がある。そして，これら

13) もつとも広い西条盆地の名をとり西条面と称する．

の盆地から流出する河川には二級滝，二河峡，二五郎滝，弥栄峡などの遷急点がある。

安芸山地の下位の pediment（赤木，1972a）は瀬戸内面に含れる侵蝕面であり，西条面を形成した地殻安定期以後に形成されたことになる。隆起速度を一様と仮定すれば，西条面の高度は吉備高原の高度のほぼ半分であるので，少くとも下位の pediment の形成期は100万年以降のできことということになる。ところで，pediment の形成は隆起とともに始つたのか，あるいは河川の下方侵蝕が終つたのち始つたのかという問題がある，しかし，前記のように各河川には遷急点があり，これらの遷急点は下位の pediment から数 km 以内にあるので，pediment の背後の急斜面が河川の下方侵蝕中，その影響を離れて後退するほど，隆起はゆるやかなものではなく，下位の pediment は西条面の隆起にともなう河川の下方侵蝕が終つたのちに形成されたことになる，とすれば，下位の pediment の形成期間は約100万年－(西条面の隆起期間＋pedimentation 中断後の期間）ということになる。隆起期間は現在の ところ 不明である。pedimentation の中断はすでに検討したように（赤木1972a)，少くとも最終氷期開始以前であることははっきりしているが，絶対年代をあげることはできない，下位の pediment の縦の長さは約1.5km であるが，参考までに，仮に形成期間を100万年で計算すると pediment の形成（背後急斜面の後退）速度は1.5mm/年になる。

ところで，東アジアの pediment 形成期には，花崗岩のところで他の岩石のところに比べて侵蝕の進行，すなわち pediment の形成速度が異常に速かつたことを示す証拠があるので，それについて述べる。対馬の内山盆地（鎌田1965)，宮崎県の鹿川盆地（赤木1972a)，島根県の矢上盆地（赤木1960)，あるいは韓国の玄安面盆地・春川盆地等（多田，1956；赤木1965）はいずれも盆地内部が花崗岩からなり，そこには縦の長さ１～３km の pediment が発達している[14]。これらの盆地を横切る河川の谷斜面は花崗岩がなくなるとともに，谷底に緩斜面はみられなくなり，谷底から山頂まで急斜面となつている。すなわち，花崗岩のところでは，谷斜面が１～３km も後退している（pediment が形成されている）期間に，他の岩石からなる谷斜面はほとんど後退していないのである。岩質の相違以外はすべて同じ条件の所で，このように斜面後退に大きな差がある事実は，pediment の形成期には花崗岩が非常に侵蝕されやすい環境にあつたことを示している。

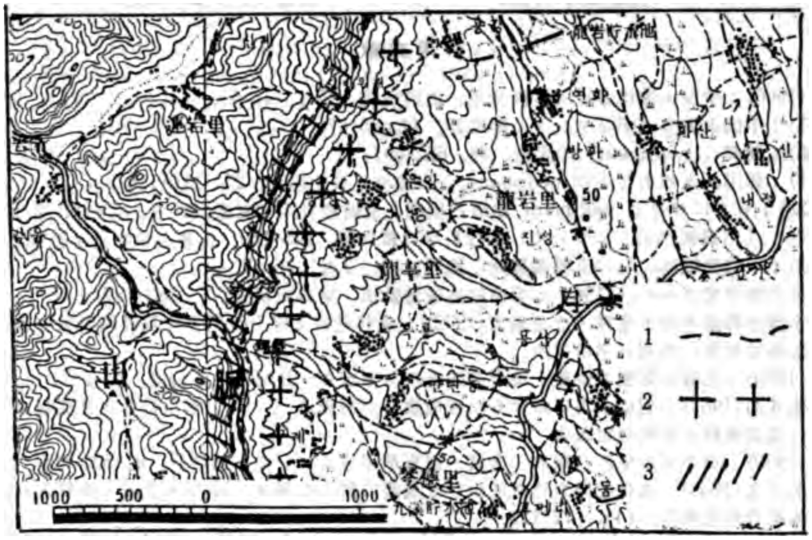
このような事実はここにあげた盆地に限られたことではなく，本稿でとりあげた pediment の発達地域すべてにみられる現象である。例えば韓国では，全域にわたつて中生代に迸入した粗粒花崗岩の所には大規模な pediment・pediplain が発達しているのに，すぐ近くの結晶片岩等硬い岩石の所での谷斜面には緩斜面はみられない（第３図)。

安芸山地の太田川は北東～南西方向のふるい断層網の発達している地域を流れている。そのため，支流の多くはこの断層線に拘束されている。そして，右岸の支流は長いものが多いため，そのほとんどが平衡に達して，谷底平野が発達している。谷の横断形は岩石の相違により大きな差がある。すなわち，本流や支流の水内川や筒賀川等古生層・流紋岩の所を流れている河谷の谷底には狭い平野がみられるだけで，急勾配の谷斜面が対峙している。これに対し，花崗岩の地域を流れる吉山川や安川の谷には，その両側に１～1.5km の pediment が発達しているために，非常に広い谷となつている。

## VI　pediment 形成期の気候

pediment 形成期の気候状態は上述の如くであるが，第１図に示した pediment 分布の範囲のうち，大陸に近いほど，より乾燥していたと推定される事実があるので，この点を指摘しておく。筆者は，日本における pediment が花崗岩の所にのみ発達しているのは，pediment 形成期の気候条件が，どの岩石の所でも pediment が形成されるほど十分ではなく，pediment がもつとも形成されやすい岩石である花崗岩の所にのみ形成されたとの結論に達した（赤木，1972a)。韓国の pediment もその大部分は花崗岩の所

14）韓国にはこの型の盆地が多数みられる．




第３図 岩質の相違による侵蝕量の相違の一例 韓国の驪州付近
1. 岩質の境界線 2. 花崗岩側 3. 片麻岩質岩石側

に発達している。しかし金相昊 (1966) によると漢江下流域においては片麻岩の所にも発達している。また遼東半島においても同様に花崗岩と片麻岩の所に発達している。

一般に気候がより乾燥した所では, pediment の勾配がより緩かになるといわれている (FAIR, T. J. 1948 ; DRESCH, J. 1957)。韓国の pediment と日本のそれを比較した場合, 前者の方がより緩かである[15]。また中国山地と阿武隈山地にはともに階段状の地形が発達し, 花崗岩の分布が広いのに, 阿武隈山地には中国山地ほど明確な pediment が発達せず, その分布も限られている。この事実は阿武隈山地における気候が, 中国山地における気候ほど pediment 発達に好都合ではなかつたのではないかと推定される。

## ま と め

遼東半島, 山東半島, 朝鮮半島から日本列島にかけて, 花崗岩, 片麻岩を截断して発達した pediment が発達している。これらの pediment は現在線状に開析され, 基盤も深く風化されて, 化石地形となつている。pediment は未風化の基盤を截断して発達した地形であり, 線状の開析は湿潤気候のもとでもたらされたものである。東アジアの pediment は気候が乾燥していた時期に形成された地形であり, その発達地域の気候は, その時期には少くとも, 樹木が生育できないほどに乾燥していたと推定される。

pediment が形成されていた時期には花崗岩は結晶片岩, 古生層, 流紋岩等より, 非常に速い速度で侵蝕されていたと推定される。

pediment 形成期はリスーヴュルム間氷期か, 少くともヴュルム氷期開始以前のある時期までであり, 乾燥化の範囲は, 日本では少くとも31°～39°N の範囲であつたと推定される。

日頃御指導, 御鞭撻をいただいている東北大学西村嘉助先生, 草稿をみていただき, 多くの御意見をいただいた東京都立大学矢沢大二先生, 気候変化の研究の現状について御教示をいただいた大阪経済大学成瀬 洋先生に心から感謝の意を表します.

この研究の一部には昭和46・48年度科学研究費一般Cを使用しました.

15) 両者の基盤はともに中生代に迸入したと考えられているほぼ同じような粗粒花崗岩である. pediment は末端になるほど勾配が緩かになる. 両者の比較は knickpoint から同距離においてである.

## 引用文献


赤木祥彦(1960)：中国山地における砂鉄産地．史学研究，75号，47-65．
——(1961)：中国山地のペディメント．地理評，34，55-67．
——(1965)：朝鮮の pediment．地理評，38，682-697．
——(1971)：韓国，光州市付近の pediment と岩塊流．東北地理，23，110-115．
——(1972a)：日本における pediment 地形の研究．福岡教育大学紀要，21号，2分冊，1-63．
——(1972b)：「山麓緩斜面」について．地理科学の諸問題，145-150．広島大学地理学教室．
——(1973)：半乾燥地域における斜面発達．地理，18，2号，36-47．
第四紀地殻変動研究グループ(1968)：第四紀地殻変動図．第四紀研究，7，182-187．
門村　浩・赤木祥彦・仰木重蔵・立花観二(1972)：森林経営と保全に関する基礎調査報告書（大阪営林局，広島営林署）水利科学研究所．
鎌田泰彦(1965)：花崗岩底盤の侵蝕—地形発達上のある盲点—長崎県地学会誌，5，5-7．
河上房義他3名(1967)：羽越水災における山腹崩壊と土石流について，昭和42年8月羽越水害の綜合的研究，文部省科学研究特定報告．
河田四郎(1930)：準平原の地形計測的一考察—遼東準平原について．地理評，6，520-525．
河野良作他7名(1968)：風化花崗岩地帯における崩壊に関する研究．地形・土壌・森林と崩壊．防災科学技術綜合研究報告，14号，77-112．
郷原保真他4名(1964)：北九州の第四紀層に関する諸問題．資源研彙報，62，83-108．
相山正英(1932)：遼東半島準平原の平坦度．地理評，8，24-35．
鈴木秀夫(1970)：第四紀気候変動に関する知見と日本の位置．地理評，43，117-118．
武永健一郎(1968)：安芸山群鈴峯山体の地形．地学雑誌，77，38-55．
——(1972a)：三次盆地の地形．過疎化の進む内陸盆地と河谷地域（藤岡謙二郎編）大明堂．
——(1972b)：気候地形としてのサンゴ礁地形．東北地理，24，68-73．
千葉徳爾(1956)：はげ山の研究．農村協会．
——(1973)：はげ山の文化．学生社．
多田文男(1956)：平野の生成．現代地理講座，3，河出書房．
田中　茂(1972)：集中豪雨による斜面崩壊の本質的検討．施行技術，5，14-21．
花井重次(1928)：遼東半島に発達する所謂低位置準平原と其の諸性質について．地理評，4，929-940．
広島県教育委員会(1951)：厳島災害復旧工事報告．
広島県土木部(1951)：昭和20年9月17日における呉災害について．
——(1961)：昭和35年7月7日～8日における砂防災害について．
古川博恭・蒲塩博美(1964)：熊本県長州町付近の第四系．九大理研報，8，83-100．
広島県林務部(1962)：広島県治山事業五十年史．
三位秀夫・藤井一泰(1972)：横田地域表層地質図および同説明書．三位博士遺稿・論文選集，67-73．
三野与吉(1942)：地形原論．古今書院．
村井　宏(1972)：林野火災が地表流下・浸透および土砂流出に及ぼす影響．水利科学，85，51-76．
吉川虎雄他4名(1973)：新編日本地形論，東京大学出版会．
吉田栄夫・武永健一郎(1971)：森林経営と保全に関する基礎調査報告書（大阪営林局，西条・福山営林署）．水利科学研究所．
金　相昊(1966)：漢江下流의低位侵蝕平坦面地形研究．서울大学校学術叢書第Ⅱ．
——(1973)：中部地方의侵蝕面地形研究．서울大学校論文集理工系　第21輯，85-115．
張　載勲(1966)：山麓緩斜面地形에対한研究．地理学（大韓地理学会），2，35-42．
——(1972)：南原地域의山麓緩斜面研究．地理学，7，12-23．
AKAGI, Y. (1972) : Slope form in coastal range of northern Chile, *Sci. Reports of Tohoku Univ. 7th Series*. **21**, 247-264.
——(1974) : Pediment in the Taean Peninsula and the Yeongsan River Basin, Korea, *Sci. Reports of Tohoku Univ. 7th Series*. **24**, 183-203.
DRESCH, J. (1957) : Pediment et glacis d'erosion, pediplain et inselbergs.—Inf. Geographique, 5, 183-196.
FAIR, T. J. (1948) : Hill-slopes and pediments of the Karroo, S. Africa. *Geog. Jour*, **30**, 71-79.

KING, L. (1953) : Canons of landscape evolution. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **64**, 721-751.
——(1962) : *Morphology of the Earth*, Oliver and Boyd. London.
MCGEE, W. (1897) : Sheetflood erosion. *Bull. Geol. Socl Am.* **8**, 87-112.
OLLIER, C. D. (1960) : The inselberg of Uganda. *Zeit. für Geomorph.*, **4**, 43-52.
RUXTON, B. P. and BERRY, L. (1957) : Weathering of granite and associated erosional features in Hong Kong. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **68**, 1263-1292.
STRAKHOV, A. J. (1967) : *Principles of Lithogenesis*. Vol. 1. Trans. by V. P. FITZIMMONS, Oliver and Boyd. Edinburgh.
WAKO, T. (1966) : Chronological study on gentle slope formation in northern Japan. *Sci. Reports of Tohoku Univ. 7th Series*, **15**, 55-94.

(1974年12月19日受理)

地学雑誌 84, 1 (1975)

# 沖縄・グァム島間の海底地形調査

川上喜代四* 瀬川 七五三男*

## Bathymetric survey between Okinawa and Guam Island

Kiyoshi KAWAKAMI* and Shimeo SEGAWA*

**Abstract**

From the results of the bathymetric survey conducted by the Survey Ship SHOYO from 18 April to 13 May 1974, the following ocean bottom features have been confirmed:

1. All of the Kyushu-Palau Ridge, West Mariana Ridge and the knolls at the central part of the Philippine Basin present their profiles as gentle on their western slopes but steep on their eastern side.

2. On the western part of the bottom of each of the basins separated by the above mentioned ridges, a rugged sea knoll group exists, while a comparatively flat bottom extends at the eastern part.

3. The average depths of the Philippine Basin, West Mariana Basin and Mariana Trough are 5,800 m, 4,500 m and 3,500 m, respectively, presenting a stepped feature separated by the ridges.

## I はじめに

海上保安庁水路部では国際電信電話株式会社の依頼により，沖縄・グァム島間の海底電線敷設のための海洋調査を実施した。期間は1974年4月18日から5月13日の間である。今回の調査コース周辺であるフィリッピン海は近年になつて海底地形調査や地球物理学的観測が次々と行なわれ，いろいろの点で西太平洋の他の海域と著しく性格を異にするといわれており，既に茂木(1970)，小林等(1971)が詳しい報告を発表している。今回の調査は僅か一往復の調査ではあるが，北西—南東にこの海域を横断しているので，今後の調査研究に多少なりとも参考になればと思い，音測記録から地形断面図を作成し，その概要について報告することとした。

* 海上保安庁水路部 Hydrographic Department, Maritime Safety Agency

## II 調査方法と調査コース

今回の調査には水路部の測量船「昭洋」(2000トン) を使用し，地形測量には浅海用音響測深機 (NS-77) および深海用音響測深機 (NS-16A) を使用し，船位の測定には主としてロランCおよびNNSS (Navy Navigation Satellite System) を利用した。地質構造の調査 (CP′ から CP までの間) にはエアガン方式の深海用連続音波探査装置を使用した。

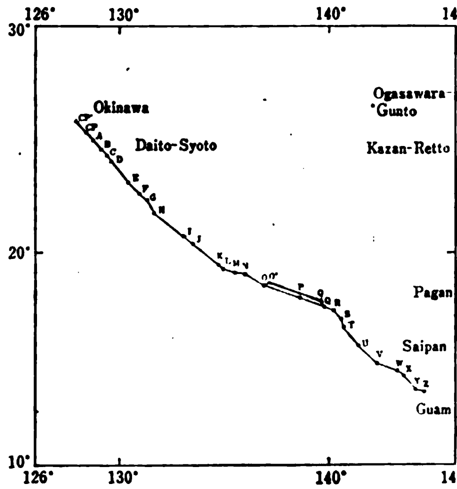
調査コースは第1図に示す通りであり，その変針点の経緯度は表に記載した。沖縄県具志頭村沖の大陸斜面 (CP′) から南西諸島海溝 (CP) に至り，これより沖の大東海嶺南部の大東—ルソン海膨を経てフィリッピン海盆(E-L)に入る。そのあと沖の鳥島の SSW 85海里付近で九州パラオ海嶺 (M) を通過し，西マリアナ海盆 (N-V) を NW-SE 方向に横断した後，西マリアナ海嶺，マリアナトラフ (W-Y) を経てグァム島島棚斜面に

達するコースである。なお西マリアナトラフ付近ではこの測線の北側10海里を平行に航走したO′～Q′の測線がある。

### III　海底地形の概況

#### 1. 沖縄大陸斜面—九州パラオ海嶺（第2図aおよび第3図）

調査の起点（CP′）付近は水深200mから300mの大陸斜面で距岸20海里付近までは3°～4°の勾配でゆるやかに深さを増し水深2000m付近に存在する深海平坦面に達する。この深海平坦面は約10海里程続いており外縁水深は2100mである。この平坦面を作る厚い堆積層には褶曲構造が見られこれが外縁部の地形にあらわれている。なお距岸9海里付近に南北に伸びる海底谷が見られ大陸斜面の水深1000m付近で消滅している。谷頭は90m付近から発しているが（国際電信電話株式会社の沿岸部調査による）この谷は大陸斜面を刻んで深海平坦面に開口している谷でこのことは深海平坦面を作つている厚い堆積層がこの谷を通して混濁流により運ばれて来た可能性を示唆する。上述の深海平坦面の外縁からゆるやかな斜面を経て水深3000m～4000m付近では勾配7°の斜面となつている。水深4500m付近で再び平坦なベンチ構造が見られ外縁の水深は4400mである。

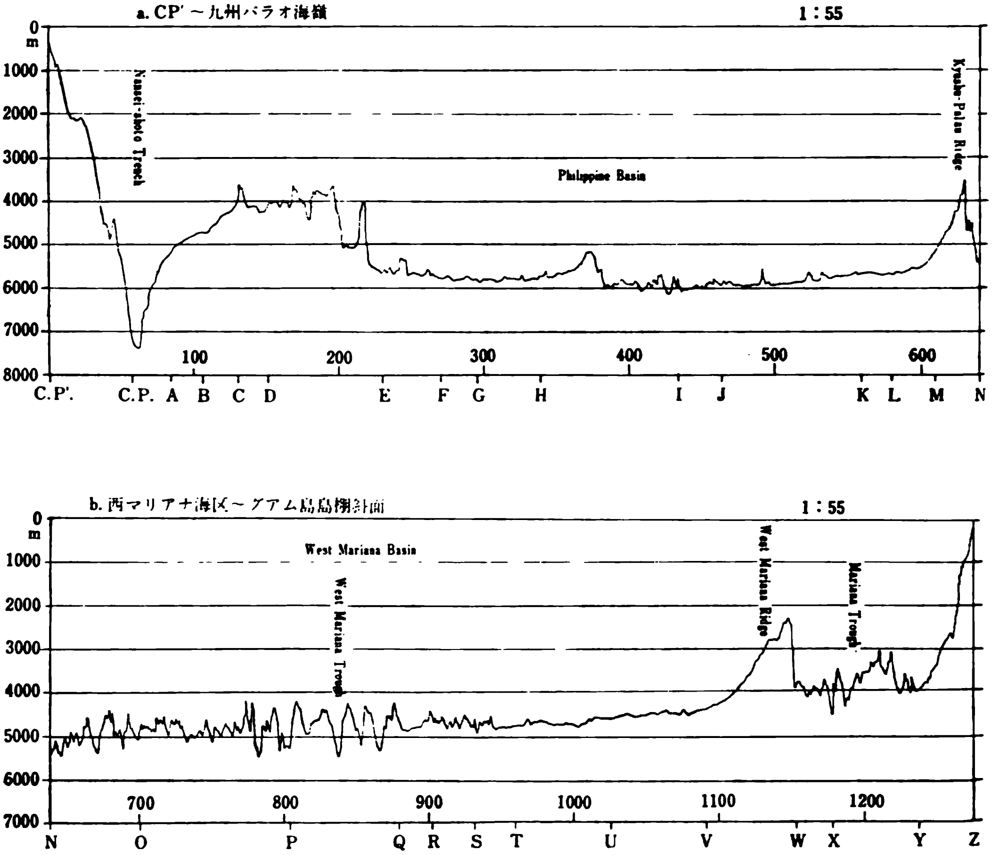



第1図　沖縄・グァム島間ケーブル・ルート調査測線図

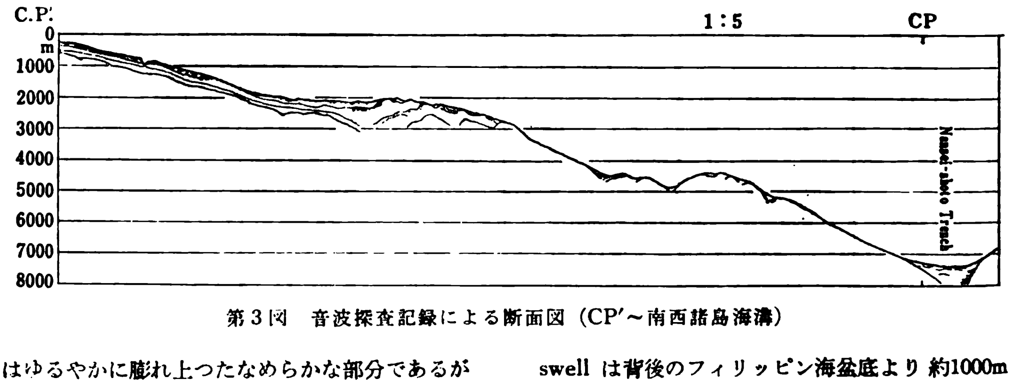
距岸60海里で南西諸島海溝に達するが海溝の最深部は7400mで幅約8kmの平坦部からなる。海溝の陸側斜面の勾配は水深5000m～7000mでは4°とゆるく，大洋側斜面は水深7000m～6000m付近で18°と急である。陸側に急な通常の海溝壁とはここでは逆の非対称性を示す。南西諸島海溝の大洋側の急斜面を昇りつめた水深5000m付近

第1表　調査測線の変針点位置表

| 記号 | 北緯 | 東経 | 記号 | 北緯 | 東経 |
|---|---|---|---|---|---|
| CP′ | 26° 02.0′ | 127° 48.4′ | M | 19° 05.8′ | 135° 28.9′ |
| C.P. | 25 18.0 | 128 31.0 | N | 19 00.4 | 135 59.7 |
| A | 25 00.0 | 128 51.0 | O | 18 34.1 | 136 58.3 |
| B | 24 41.3 | 129 06.6 | P | 17 55.8 | 138 40.1 |
| C | 24 28.0 | 129 26.8 | Q | 17 31.0 | 139 53.2 |
| D | 24 11.0 | 129 40.0 | R | 17 15.7 | 140 11.0 |
| E | 23 03.0 | 130 19.2 | S | 16 54.8 | 140 29.3 |
| F | 22 45.3 | 130 59.5 | T | 16 30.7 | 140 44.0 |
| G | 22 25.3 | 131 15.9 | U | 15 40.0 | 141 27.5 |
| H | 21 48.9 | 131 41.4 | V | 14 50.6 | 142 13.2 |
| I | 20 51.3 | 133 01.0 | W | 14 32.1 | 143 16.3 |
| J | 20 29.8 | 133 26.5 | X | 14 12.0 | 143 31.8 |
| K | 19 32.5 | 134 48.5 | Y | 13 30.0 | 144 09.9 |
| L | 19 22.7 | 134 57.2 | Z | 13 31.9 | 144 47.9 |



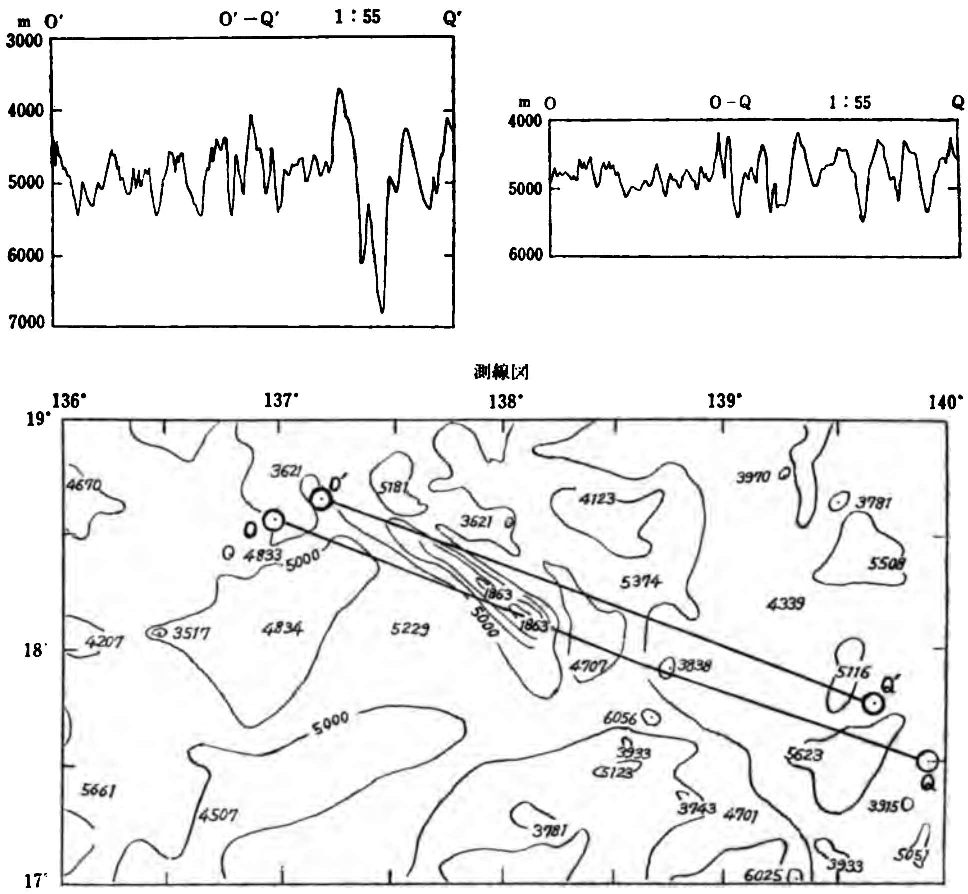

第２図　沖縄グァム島間海底地形断面図




第３図　音波探査記録による断面図（CP′～南西諸島海溝）

はゆるやかに膨れ上つたなめらかな部分であるが地点 B-C 付近からは更に急傾斜で浅くなる大起伏の隆起帯に移る。前者は海溝に沿う marginal swell であり後者は茂木 (1970) の言う大東～ルソン海膨に当るものであろう。この marginal swell は背後のフィリッピン海盆底より約1000m浅い。大東一ルソン海膨は水深4000m前後で起伏は南東方向に大きくなりＥ点付近では比高1500m 起伏の勾配は20°に達する。

大東一ルソン海膨を過ぎて水深5500m～6000m




第4図　西マリアナトラフ付近海底地形断面図

の比較的平坦なフィリッピン海盆に達する。この海盆の中央付近に比高約500m の海丘がありその断面は東側に急で西側にゆるい非対称をなしここを境に西側海盆底は水深5800m 東側は5900m で約100m の段差が見られる。このような海盆底のlevel に差を生ぜしめた海丘は多分構造性のものではあるまいか。

この中央の海丘の南東側Ｉ点付近までの間は比高300m 程度の高まりを持つ小海丘群が存在する。Ｉ点から九州パラオ海嶺の基部までは水深5900m から5700m へと次第に浅くなる平坦な海底で深海平原をなす。

九州パラオ海嶺はフィリッピン海を二分する特徴的な海嶺で東側に急傾斜を有し西側にゆるやかな非対称山稜である。西側の斜面上では水深3900 m, 4300m, 4700m の付近にそれぞれ平坦面を持つ階段状の地形を示し東側では勾配20° の急斜面である。

**2. 西マリアナ海盆―グァム島島棚斜面**（第2図ｂおよび第4図）

九州パラオ海嶺を過ぎると西マリアナ海盆でその中央付近に西マリアナトラフがある。このトラフを境にして西側の深海海丘群の区域と東側の深海平原の区域とにわけられる。西側の深海海丘群の区域には極めて顕著な起伏を持つ地溝状の凹地が存在するが東側は水深4700m から4500m と比較的スムーズな深海平原が続き緩るやかに西マリアナ海嶺に達している。西マリアナトラフでは最深水深6800m を記録した。このトラフの西側斜面は水深6000m～4500m の間で勾配20° と急峻で

これよりややゆるい斜面を経て水深3800m の海丘に続いておりこの付近では最浅である。またこのトラフの両側付近は起伏量約1000m と大でこれを離れるにしたがって起伏量300m〜500m と小さくなっていることが特徴的であるが東側の深海平原を作っている堆積層の下には西側と同様の海丘群が埋められていることが音波探査の記録等からも知られている(ラモント研究所，調査船「VEMA」の調査資料)。

なお少い資料で明確な判断は困難であるが溝状の凹地の連続方向は NNE-SSW で断続的な傾向が見られる。また東部の深海平原の区域U点〜V点は水深4500m 前後で西部の深海海丘を連ねた深さに等しい。

深海平原の東端V点付近から緩やかな傾斜で浅くなり西マリアナ海嶺に達するがこの海嶺も九州パラオ海嶺と同様に西側にゆるやかな斜面をもち水深2800m 付近に顕著な平坦面がある。これを経て水深2250m の頂部に達するが東側では約18°と急傾斜で深まりマリアナトラフに続いている。マリアナトラフは深海海丘の多い舟状海盆底で比高1000m 程度の顕著な起伏が見られ小笠原トラフが全く平坦な深海平原をなすのに比べて対照的である。マリアナトラフの東側斜面Y点付近から水深2800m 付近の深海平坦面までゆるやかな勾配で浅くなり水深2000m〜1500m 付近では最大勾配19° となっている。島棚斜面の水深1100m, 1300 m, 1500m にそれぞれ平坦面が見られこれらの間の勾配も15°〜18° と急である。水深1100m の平坦面から再び緩るやかな勾配で調査の終点グァム島島棚斜面のZ点に達している。

## IV あとがき

今回の調査ではこれまでに指摘されている事項を更に確認するに留まり特に新たな知見はないが調査測線上の断面から見られる地形の特徴を示せば九州パラオ海嶺，西マリアナ海嶺およびフィリッピン海盆中央部にある海丘が共通して西側に勾配のゆるやかな斜面を持ち東側に急な斜面を有すること。それら海嶺によつて分けられる各海盆底が西側に起伏の多い海丘群があり東側は比較的スムーズな平坦面で海嶺に続いているという地形の非対称性分布に共通性が見られる。またフィリッピン海盆，西マリアナ海盆，マリアナトラフのそれぞれの平均的水深が5800m, 4500m, 3500m と海嶺をへだてて段階的に浅くなつていることなどがある。

なお西マリアナトラフの方向性に見られる断続的傾向やこのトラフと北部の紀南海山列や南部のヤップ海溝との関係。フィリッピン海盆中央付近の海丘を境にして見られる約100mの段差の成因，第4図に示される 18°30′N, 138°0′E 付近の1863 m の ridge の存在に対する疑問等についても今後この海域において正確な測位による密度の高い広範囲の調査が行なわれ益々新しい知見の得られることを期待したい。

本文を作成するに当つて種々御指導を賜つた茂木昭夫，佐藤任弘氏に対して心から感謝の意を表する。また測量船「昭洋」の各位と資料の作製に対し援助を受けた桜井　操，永野真男両君にも厚く謝意を表する。

## 参考文献

茂木昭夫(1970)：フィリッピン海の海底地形．地学雑誌 Vol. 79, No. 5, pp. 1〜23.

小林和夫，佐藤任弘，伊勢崎修弘(1971)：西太平洋の海底—海底拡大説の試金石—科学 Vol. 41, No. 4, pp. 209〜220.

佐藤任弘(1971)：フィリッピン海の海底地形．九州周辺海域の地質学的諸問題—シンポジューム資料（日本地質学会等連合学術大会） pp. 149〜155.

国際電信電話株式会社(1973)：沖縄県具志頭村沖沿岸海洋調査報告.

(1974年11月12日受理)

地学雑誌 84, 1 (1975)

# 海底地名の決定

跡部　治*

## Geographical Naming of Submarine Features

Osamu ATOBE

### I まえがき

海上保安庁水路部では，その発行する海図をはじめ海の基本図などに記載する海底地形の名称を関係機関の意見を聴取しながら決定している。

最近，福井・石川沖，福岡・長崎沖の測量が完了し，20万分の1の海の基本図が刊行される。また350万分の1の国際海図「日本北部」の編集が進み，近く刊行の予定である。これらの地図に採用する海底地形名を検討するため，日本学術会議地理研連，日本海洋学会，日本地理学会，東大海洋研究所，水産庁，気象庁からも関係者をお招きし，昭和49年9月19日打合せ会を開催し，合計38か所の海底地形名を決定した。以下この決定地名について報告する。なおこの種の打合せ会は昭和41年以来過去5回開催されており，今回はその第6回目である。

参考までに今回命名の対象となつた海底地形について，用語の定義を簡単に説明する。

海山　Seamount
海底から1,000m（または500尋）以上の比高を有し，比較的孤立した高まりで，頂上の径が大きくないもの。

海丘　Knoll (hill)
海底から1,000m（または500尋）以下の比高を有する高まりで，頂上の径が小さいもの。

海嶺　Ridge
長くて狭い海底の高まりで，急峻な両側斜面と不規則な地形を有するもの。

海膨　Rise
ゆるやかで，かつほぼなめらかに海底から盛り上つている長く幅広い高まり。

堆　Bank
大陸棚または島棚の上にある高まりで，頂の水深は比較的浅いが，海上の航行には十分さしつかえないもの。

堆列　Bank Chain
いくつかの堆が一線に並ぶもの。

堆群　Banks
密接したいくつかの堆で，一線をなさぬもの。

海盆　Basin
海底の凹みで，形状はほぼ円形か四角形で面積はさまざま。

舟状海盆　Trough
長い海底の凹みで，ふつう海溝より幅広くかつ浅いもの。

陸棚谷　Shelf Channel
大陸棚の上にある海底の谷

陸棚谷群　Shelf Channels
いくつかの陸棚谷が密集しているもの。

### II 命名の過程

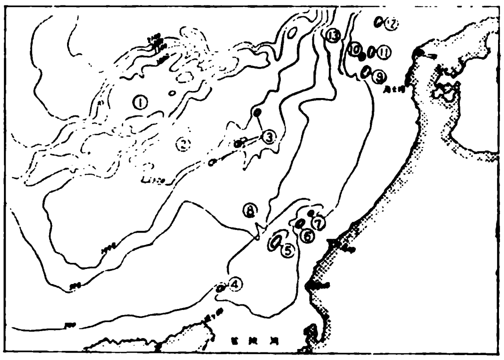
1．福井・石川沖（第1図）

昭和44年および同47年に測量船「明洋」が精測した海域で，日本海の中央部大和堆の南東にある大和海盆の南から能登半島西岸，若狭湾沿岸までの海域で，ここでは北からそれぞれ北東―南西方向の軸をもつ隠岐海嶺，その南東の舟状海盆，海丘列が並び，更に200m 等深線至近には，前記地形と同方向の堆列が形成されている。また猿山岬の西方にも堆群がはり出している。

① 隠岐海嶺〔隠岐堆〕 Oki Ridge〔Oki Tai〕

隠岐諸島の北東方向の延長部にある海嶺には茂木昭夫が命名した隠岐海嶺が学術文献にしばしば

* 海上保安庁水路部 Hydrographic Department, Maritime Safety Agency



第１図　福井・石川沖

使用されている。またこの海嶺全体は「隠岐堆」という慣習名でも呼ばれ海図に図載されて来た。会議ではこれらを考慮して隠岐海嶺，別名「隠岐堆」を決定名称とした。

② 隠岐舟状海盆　Oki Trough

上記隠岐海嶺の南にあつて，この海嶺と同一方向を有する水深1,000m～1,700mの舟状海盆は茂木が命名した「隠岐舟状海盆」が決定名となつた。

③ 若狭海丘列　Wakasa Sea Knoll Chain

前記①と②と平行し，隠岐舟状海盆の南縁をなす不連続な海丘の並びは，測量班で仮称していた「若狭海丘列」を決定名称とした。これに関連して，どの程度の規模までこの会議で名前を付けるかという問題も討議されたが，大きさでなく全体として地形をどう見るかの観点で名称を付与することが確認された。

④ 浦島礁　Urasima Guri

経ケ岬の北東方約13海里にある最小水深107mの堆には「浦島礁」という慣習名があり，海図に記載されているので，この名称を採ることに決定した。

⑤ ゲンタツ瀬　Gentatu Se

安東岬の西方約19海里にあり，幅３海里，最小水深10.9mの堆は，玄達瀬（福井水産試験場），付近の堆をも含めて玄達礁群（小野寺公児ほか）といつた地名資料もあつたが，この地名は今年の２月水路部と国土地理院との間の「地名等の統一に関する協議会」で審議され，福井県坂井郡雄島村長の回答に基づいて「ゲンタツ瀬」と決めているので，これを採用地名とした。海図上も昔からゲンタツ瀬である。

⑥ 松出シ　Matu Dasi

ゲンタツ瀬北隣の堆（魚礁）で，福井水産試験場の調査では「松出シ瀬」となつていたが，この地名も前記⑤と同じ協議会で，やはり雄島村長の回答に基づき，「松出シ」と決めているのでこれを採用地名とした。

⑦ 大グリ　Ō Guri

前記松出シと同じ堆列を形成していて，最浅所が73mの堆には，福井水産試験場の資料によると「大グリ」という慣習名があり，これが採用された。

⑧ 越前堆列　Etizen Bank Chain

前記④，⑤，⑥，⑦の総称として，茂木の付けた「若狭海嶺」があつたが，③の若狭海丘列と間違い易いこともあつて，「越前堆列」と命名された。

⑨ 前ノ瀬　Mai-no-Se

⑩ 沖ノ瀬　Oki-no-Se

⑪ 長平礁　Nagahira Guri

⑫ 中ノ瀬〔百貫場〕　Naka-no-Se〔Hyakkan Ba〕

能登半島西方猿山岬～海士埼の沖合にある堆群には石川水産試験場の資料によると「前ノ瀬」，「沖ノ瀬」，「長平礁」，「中ノ瀬，別名百貫場」とそれぞれ慣習名があり，これらが決定名称となつた。

⑬ 西能登堆群　Nisi-Noto Banks

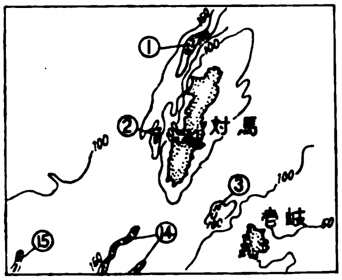
会議では前記⑨，⑩，⑪，⑫を総称して「西能登堆群」と命名することに決定した。

2．福岡・長崎沖（第２，３図）

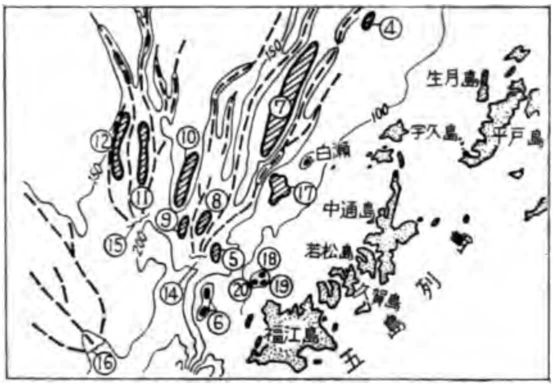
この海域は北九州大陸棚と東シナ海大陸棚の連結した部分で，これを地形的に区分することは難しい。調査海域北部で対馬西方の舟状海盆，壱岐一対馬の間にある堆が顕著である。南部の五島列島の西方には，三つの陸棚谷群が大陸棚を刻んでいる。陸棚谷の間には多くの堆が発見された。陸棚谷群は福江島西方で合流し，さらに南へつづいて五島海底谷（仮称）となつている。

①，② 対馬舟状海盆　Tusima Trough

対馬の北西方にある舟状海盆には，氏家　宏が




第２図　福岡沖




第３図　長崎沖

命名した対馬舟状海盆があり，②には測量班が仮称していた「南対馬舟状海盆」があつたが，両方を一括して「対馬舟状海盆」とすることで意見が一致した。

③　七里ヶ曾根　Sitiri-ga-Sone

壱岐と対馬の中間にある最小水深50m の堆は，南北７里にわたるブリ漁場であるところから「七里ヶ曾根」，「七里曾根」，「中ノ曾根」等の慣習名があり，また測量班は「壱岐堆」と仮称したが「七里ヶ曾根」を妥当と考え，この慣習名を決定名とした。

④　生月堆　Ikituki Tai

生月島北西方約20海里にある堆に測量班は最小水深を示した「101」堆という仮称をつけていたが，地理的名称を尊重する原則から「生月堆」を付与した。

⑥　久賀堆　Kuga Tai

五島列島若松島西方約24海里にある水深151m の堆には測量班が若松島の地理的名称を付して「若松堆」としていたが，位置的に久賀島の方が近いので「久賀堆」と決定した。

⑥　福江堆　Hukue Tai

五島列島福江島の西方約10海里にある堆は，測量業務を担当している海洋測量係で地理的名称「福江堆」を付していたものをそのまま採用した。

⑦　第１五島堆　Daiiti-Gotō Tai

⑧　第２五島堆　Daini-Gotoō Tai

⑨　第３五島堆　Daisan-Gotō Tai

⑩　第４五島堆　Daiyon-Gotō Tai

⑪　第５五島堆　Daigo-Gotō Tai

⑫　第６五島堆　Dairoku-Gotō Tai

五島列島西方の東シナ海大陸棚には，数個の堆が北北東～南南西，あるいは南北方向に雁行しており，測量班および海洋測量係でそれぞれ⑦五島堆，⑧奈留堆，⑥久賀堆，⑪中通堆，⑫宇久堆（以上測量班），⑩中通堆（海洋測量係）と仮称していたが，五島列島から可成り距離もあり，五島の島の名を順次付けることは妥当でないとする意見が多く，これらを東から西に第１～第６五島堆と命名することに決定した。

⑬　五島堆群　Gotō Banks

⑦から⑫までを総称して五島堆群と決定した。

⑭　東五島陸棚谷群　Higasi-Gotō Shelf Channels

⑮　中央五島陸棚谷群　Tyūō-Gotō Shelf Channels

⑯　西五島陸棚谷群　Nisi-Gotō Shelf Channels

五島列島の西方には３群の谷があり，いずれも南にある五島海底谷につながつている。これらを海洋測量係で陸棚谷群と定義し，東から東五島陸棚谷群，中央五島陸棚谷群，西五島陸棚谷群と区分しているものをそのまま採用した。

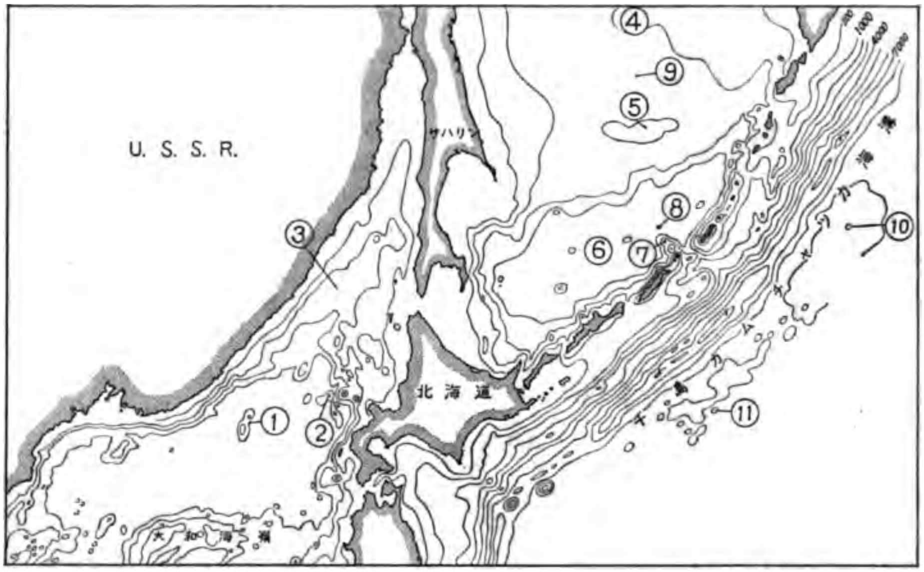
⑰　高麗曾根　Kōrai Sone

⑱　新曾根　Sin Sone

⑲　上曾根　Kami Sone

⑳　西曾根　Nisi Sone

五島列島の西側縁辺には古くから高麗曾根，新曾根，上曾根，西曾根の名称で呼ばれている堆が




第４図　日本北部

あり，これらの名称をそのまま使うことに決定した。

３．日本北部（第４図）

北緯42度以北，同50度以南と東経160度以西，同140度以東の海域で，日本が作製を担当している350万分の１国際海図の包含海域である。国際海図の作製基準によれば，海底地形は30m，200m，200m 以深は1000m 毎に等深線を記載して表現すべきであると規定している。この図幅の西側は日本海の北半分，東側は北西太平洋海盆の北部から千島・カムチャッカ海溝を経て千島列島までの北太平洋部分と，オホーツク海の南半分が含まれる。

① ボゴロフ海嶺　Bogorov Ridge

日本海盆の北部に突出している海嶺には普通名詞の部分を海山，海嶺，海膨としたそれぞれの資料があり，いずれにすべきか討議された。この地形は昭和42年水路部の明洋が測量し，二つの海山から成つていることを確認しているので海嶺とし，固有名詞の部分はソ連で命名していたボゴロフ（人名）をとり，ボゴロフ海嶺とした。

② Toyama Seamount（不採用）

米国海底地形アトラスや，海底地名表には北海道茂津多岬西方約120海里に Toyama Seamount の名がある。戦前の測量船「富山丸」の船名から付いたように思われるが，この至近にある富山丸その他の観測船の航跡記録にはこの海山はなく，出所が明らかでないので不採用に決まつた。

③ タタール舟状海盆　Tatar Trough

沿海州とサハリンの間から北海道沖合の日本海盆の北端までの狭い海域にある舟状海盆には「タタール舟状海盆」の名があり，これを決定地名とした。

④ イオ海膨　IO Rise

オホーツク海中央部にある海膨にはソ連科学アカデミー所属の海洋学研究所の頭文字をとつて「IO Rise」の名が付いており，これがそのまま決定名称となつた。

⑤ アン海膨　AN Rise

前記④の南，千島海盆北部にある海膨には，ソ連科学アカデミーの頭文字をとつて「AN Rise」の名があり，これを決定名とした。④と⑤についてはソ連では海膨としているが，海台の方が適切である。今後検討して変更した方が良ければ，その旨申入れた方が良いという意見があつた。

⑥ 千島海盆　Kuril Basin

オホーツク海南部の海盆は千島海盆の名が有名であり，これを正式名称とすることを確認した。

(この海盆には「南オホーツク海盆」という資料もあつた。)

⑦ バビロフ海山 Vavilov Seamount

得撫島(うるっぷ)の北西方にある海底の高まりには Vavilov(人名)の名を冠した Seamount (海山), Spur(海脚)の二つの地形名があつたが，検討の結果，海山を採用した。

⑧ Obruchev Seamount (保留)

新知島西方にはソ連海底地形図，米国海底地名表に Obruchev Seamount (水深1,227m)の名があるが，日本の GEBCO 水深記入用図で未確認なので保留となつた。

⑨ Makarov Trough (保留)

前記④と⑤の間に Makarov Trough が存在するという文献があるが，今度の小縮尺国際海図上では地形もはつきり出ないので保留となつた。

⑩ Golovnin Seamount (保留)

⑪ Hokkaidō Seamount (保留)

千島・カムチャツカ海溝の南にある北海道海膨中には Golovnin Seamount (米国海底地名表，ソ連海底地形図), Hokkaidō Seamount (米国海底地形アトラス，海底地名表)の海山名が見えているが，日本の GEBCO 水深記入用図で未確認なので保留することにした。

## III あとがき

地名打合せ会で命名した海底地形名は既に200か所を越えている。地名付与の際にはいくつかの基準があり，それに準拠して命名がおこなわれているが，これについては茂木昭夫の「海底地形の地名付与について」(水路要報 No. 83)に詳しい。

海底地形名命名の必要性は，海洋開発や学術調査の便宜のほかに，地学の発展，普及にとつても大変大きいものと考えられる。殊に統一された地名を使用することは無用の混乱を防ぐ意味で極めて大切なことである。しかし誰にでもその位置や形が確認できる陸上の場合と違つて，一もつとも陸上でも見る場所によつて，同じものを別のものと思つて，別の名を付けることもある一同じ地形何回も名称が付けられることが多い。水路部では出きるだけ調査して妥当と思われる地名を付与して，地図上に記載しているので，図に記載された地名を使用していただくよう心からお願いする次第である。また御意見があれば御遠慮なく御連絡をいただきたい。

御多忙中にもかかわらず，打合せ会に御出席いただき，貴重な御意見を賜わつた浜部基次，浜田悦之，星野通平，飯田隼人，井口正男，市川正巳の諸氏に心から御礼申し上げる。また川上喜代四水路部長の校閲，殊に I，IIIについては加筆訂正をいただいた。

なお，過去5回の打合せ会で決定された海底地名は下の文献に発表されている。

第1回打合せ会

秋山健一：日本近海の海山の名称について，地図 Vol. 4, No. 2.(日本近海)

第2回打合せ会

茂木昭夫：日本海東部の海底地形名称付与について，水路要報 No. 87.(日本海東部)

第3回打合せ会

海上保安庁水路部：海底地名の付与について，地理学評論 Vol. 45, No. 4.(日本近海)

伊藤房雄：第3回海洋地名打合せ会決定名称等について，水路要報 No. 92.(日本近海)

第4回打合せ会

跡部　治：第4回海洋地名打合せ会で決定した海底地形名称について，水路要報 No. 93.(北海道北岸，北西岸沖および相模灘)

第5回打合せ会

未発表(水路要報に発表の予定)(日本近海および北海道南岸)

(1974年10月21日受理)

## 書評と紹介

**阪口　豊：泥炭地の地学―環境の変化を探る―東大出版会　1974, A 5 判, 329頁, 図202, 表33, 写真19, 3600円.**

著者は東京大学理学部大学院在学中より，多田文男教授指導のもと泥炭および泥炭地に深い興味を抱き，以来20数年にわたつてこの分野の研究を継続してきた。今回著者が従来野外および室内で行なつた多くの研究と，内外の文献を系統的に整理し，更に新しい研究を加えて，単行本として出版されたのである。

この本の題名は『泥炭地の地学』となつている。これは泥炭，泥炭地について土壌学，農業工学，林学，植物生態学，地球化学，地質学，地理学，考古学等各分野における知識を集めて書かれたため付けられた名称と思われる。また―環境の変化を探る―という副題が付けられている。これが著者の泥炭，泥炭地研究の目的であつたと思う。著者は，はしがきにおいて，泥炭，泥炭地は完新世を特色づける自然体であり，これについての知識を身につけるならば，第四紀の古地理学的研究はもつときめの細かいものになるであろうと述べている。

ただ，地学という言葉は適当であろうか。この言葉は戦争直後米国が日本に提示した高校の教科科目の中の Human Geography は人文地理と訳されながら Physical Geography は地学と訳されてしまつたことに由来する。最近になつてようやく地学の内容が固定されるようになつて来たとはいえ，まだはつきりしない点の多い言葉である。この本の目的からいえば，『泥炭地の自然地理学』でもよかつたのではなかろうか。そうすれば副題も不必要となる。

本書の構成の特色は第1章序論において泥炭，泥炭地の定義，分布，研究の歴史，利用等を初心者でも興味の湧くように平易に説明し，第2章以下において泥炭，泥炭地の形成，泥炭地の微地形，泥炭地の地学的事変について程度の高い記述がなされていることである。このような構成は泥炭のように従来論文は出されていても全く入門書のなかつた分野の専門書の場合必要かつ適切なことである。

以下内容について順をおつて簡単に紹介すると共に若干気の付いた点を加えて行きたい。

第1章　序論

泥炭，泥炭地：泥炭とは分解不完全な植物遺体が堆積したもので，泥炭地は泥炭の堆積している場所をいうと定義されている。

ついで泥炭地の分類例として，形態的，水理的二つの意味をもつ高位，中間，低位泥炭の分類，気候的，水理的，地形的泥炭地の分類，地形的特色による平地泥炭地，高地泥炭地の分類，水文と地形を基準とした降水栄養性泥炭地群，鉱物質栄養性泥炭地群の分類，植生による褐色泥炭地，森林泥炭地の分類があげられている。地理を学ぶものはこれらの分類を知つておく必要がある。この他泥炭，泥炭地の言葉の由来について日本語，アイヌ語等について記されている。

泥炭地の分布：泥炭地は植物の生産量が分解量にまさる所に形成され，生産と分解作用が気候と地形，地質条件に支配されるから，分布は気候条件により帯状になると共に，他方地形，地質条件によつて規則性が破られること等分布の基礎条件を記している。

ついで，日本の泥炭地が第四紀覆氷地域の泥炭地形成条件と似た条件下にあること，高地泥炭地が新期火山帯に集中していること，低地泥炭地は潟から発達した陸化型泥炭もあるが大部分は後背湿地から発生した河成泥炭地であること，洪積台地中の谷の泥炭地は湧水泥炭地であること等が記されている。表1～2の国別泥炭地埋蔵量と泥炭地面積および図1～5の日本の泥炭地分布は何れも基礎的資料として利用価値の高いものである。

20世紀以前の泥炭，泥炭地観：スコットランドでアカマツの林が15年後には緑色のコケにつつまれ，50年後にはここで泥炭が採掘されていたこと，泥炭埋没死体等，オランダはじめ北ヨーロッパ各地の泥炭についての面白い記事が多い。

豪雨のため，泥炭地は水を吸い巨大なスポンジのように膨れ，まわりの土地より異状に高くなつた。････黒い半ば固つた泥炭の流れがまづ平野の

上を流れはじめた時その速さは普通の熔岩流に似ていた。····もとの泥炭地の最も高い所は25フィートも低くなつた。この泥炭地の洪水観察記録は貴重である。

日本における泥炭地研究：明治時代における津軽亀ケ岡遺跡発掘の泥炭の報告，近代的泥炭調査の最初といわれる農事試験場による北海道特殊土壌土性地図，世界銀行による石狩泥炭地篠津地区の開発，水害防止の基礎的研究としての地理学者による尾瀬泥炭地の研究等があげられている。ただ，最後の項の例としては石狩川を追加してほしかつた。

泥炭，泥炭地の地学的意義：泥炭は大部分後氷期の所産であること，泥炭，泥炭地の形成に大きな役割を果たしているのは水であること，その水の賦存状態は地形と気候できめられることから泥炭地の地学的意義が述べられている。この意義は十分理解できるが前述のように自然地理学的意義でよくはないだろうか。

第２章　泥炭

泥炭の生成条件と泥炭が環境の指標としてどのように役立つかについて記されている。

泥炭の生成：泥炭の生産量は植物生産量と分解量の相関によつて決まるため温帯が最大である。

泥炭の分解度：泥炭の分解度が増大する原因として，泥炭地の生長が極限に達し，植物生産量が減少した場合，火山灰，鉱物物質が混入し，泥炭の富栄養化と共に通気性がよくなつた場合，泥炭の地下水位が低下して通気性がよくなつた場合の三つをあげている。

スエーデンの研究例として，平衡に達した高位泥炭地の最大比高は年降水量の平方根と泥炭地の半径の平方根に比例するとの興味ある説明がなされている。ここでいう平衡とは泥炭の生産量と分解量が釣り合つた状態をいうのであろうか，この点の説明が欲しかつた。ついで分解度の測定法として肉眼的方法，顕微鏡的方法，物理的方法，化学的方法があることおよびその比較を行なつている。

泥炭の分解度と泥炭の諸性質：泥炭は透水性が悪いので，尾瀬では僅か１ｍ 離れた池塘で水位が30cm も異なる例が報告されている。泥炭の化学成分でソ連と日本の比較がなされているのはよい。

第３章　泥炭地の形成（Ｉ）

環境の指標としての湿原植物：水生植物で泥炭地形成に最も重要なヨシについてその生活環境を述べてある。また，湿原植物と地下水位との関係を表をあげて記されている。この研究は湿原において植物を指標にして地形分類をする際有効である。

泥炭地の成因：陸化型泥炭の形成条件としては地形，気候のほか，フィンランドのように地盤上昇に伴う水面低下が関係すること，潟の陸化に伴う泥炭地では海水面変動の指標として泥炭地が役立つこと，沈水谷の陸化した所に形成される泥炭は検見川のように谷の湧水がその主因となつていること等について述べている。

また世界の大部分の泥炭地は乾いた土地または森林から泥炭地が形成される。日本では泥炭地は一般的に湖沼の陸化によつて形成されたと考えられているが，これはごく少範囲にすぎないことを指摘している。

そして，沼沢化の原因として河川の氾濫をあげている。ここで自然堤防の形成について述べ，比高は高いもので数 m と記されているが，韓国の漢江では10m に達するものがあることを付言しておきたい。

著者は『河川の運搬物質が粘土のみからなる場合には自然堤防はできないという説もあるが，これは正しくなく，流路沿いに生えているヨシ等の植物体によつて粘土分が捕捉され，自然堤防が形成される』と述べている。私もこの説に賛成であり，タイのチャオ・プラヤ平野のように細粒物質からなる平野でも自然堤防は形成されているのである。

著者は泥炭地河川の流路の安定性は泥炭地形成の前提条件であつて，泥炭層が堆積したから流路が安定したのではないと述べている。この流路安定性の問題は地理学のみならず河川工学でも重要であるので，この項にはサロベツ原野の例だけでなく，後にでてくる石狩川も入れてもらつた方がよかつたと思う。

狩野川，尾瀬ケ原の研究は著者が大学院学生時

代に行なつた野外調査をもとに書かれ詳細を極めている。そして，尾瀬の泥炭地は一般にいわれるように湖の陸化によつてできたものだけではないことを述べている。

Sarawak, Brunei の泥炭地の記述はともすれば泥炭地は寒冷地の特産であるように思う人々に新しい知識を供給する。最近増加しつつある日本の東南アジア農業開発援助でも，泥炭地が時々発見されていることを付言しておく。

沼沢化について，排水不良による沼沢化，湧水による沼沢化，泥炭地の拡大による沼沢化，大気中の水分による沼沢化等について多くの例をあげて説明してある。北海道東部の台地上の泥炭形成に霧が一役かつているのではないかとの推定は面白い。

第４章　泥炭地の形成(II)

泥炭地の水分分布ではソ連のドーム状泥炭地における地下水位が春の融雪，夏の蒸発散，秋の降雨によつて変動すること，地下水位の低下による湿原植物の変化としてはサロベツ原野の例があげられている。

泥炭層から見た遷移：泥炭層の層序は基本的には鉱質基盤→富栄養性（低位泥炭）→中栄養性（中間泥炭）→貧栄養性（高位泥炭）となることを述べ，尾瀬ケ原，サロベツ原野を例として，この基本型の他にどのような組合せがあるか，その地域差および原因にふれている。今後この層序の組合せを各地の泥炭について調査すれば，この点よりする泥炭地の類型化が可能となるのではなかろうか。

典型的な高位泥炭地：高位泥炭地のドーム状のもりあがりはしばしば見聞する所であるが，その原因はミズゴケが貧栄養性の生育環境を好むからであることがわかりやすく説明してある。ただ，傾斜をあらわすのに%，度，x/100と３つの様式が使われているが，x/1000に統一した方がわかりやすい。同様のことは p 240でもいえる。

泥炭地の変形：高位泥炭地の中央部が季節によつて高下し，この原因は降水，蒸発散，地下水の高下によること，篠津原野では運河の開さくによつて地表沈下がおこつていること等が記されている。

泥炭地の堆積速度：一般的には１年に１mm ずつ堆積すると簡単にいわれているが，著者によれば堆積速度は気候，地形，植物の種類，分解度等によりかなり相違し，日本では0.3～３mm の開きがあるとのことである。

第５章　泥炭地の微地形

泥炭地特有の微地形は主として高位泥炭にある。そして谷地坊主，ブルテ，ケルミ，シュレンケ，シュトラング，リンピ等の説明がなされている。これらの地形は文章だけでは理解しにくく，写真が入つているのはよい。強いていえば，アート紙ならば写真が鮮明となり，読者の理解を一層助けたであろう。

泥炭地の中の小湖沼であるブレンケの説明が尾瀬ケ原を中心になされている。これは尾瀬をはじめ泥炭地を訪れる人々が皆気付くところで，この説明は多くの人に役立つ。昔の人が等高線状にならぶ湖沼をかつての水田と見た記述は面白い。

第６章　泥炭地と地学的事変

泥炭地と気候変化：気候要素のどのような変化が泥炭地の形成あるいは泥炭に変化を及ぼすかを，泥炭地の形成，高位泥炭地のタイプの変化，泥炭地の変形，微地形の形成，泥炭の分解度の変化，泥炭構成植物の変化のそれぞれについて模式化している。そして，花粉分析の結果から，B.C. 1000年頃を境として気候が急変していることを指摘している。この項は著者もいつているように応用問題であり，地理学的に興味のある点で，今後一層の研究を期待したい。

泥炭地と火山活動：日本では火山活動が多く，軽石等が泥炭中によく保存されているので，この分野の研究は泥炭だけでなく，火山活動の研究にも役立つ。

泥炭地と水位変化：泥炭層と海面変化との関係が北海沿岸のノアの森林，Doggarbank の泥炭等で説明してある。海面変化の問題は全世界的な問題であり，地盤運動との関係もあつて，各国間のデータを対比することは困難な場合が多い。泥炭の研究がこの面でも役立つていることは喜ばしい。

埋没泥炭は著者によつて指摘されるまでは一般にはあまり気付かれなかつたことである。この泥

炭の年代表があげてあるので，これから完新世における海進開始の時期をある程度推定できる。埋没泥炭についての資料は今後も増加が期待できよう。

あと日本で有名な魚津埋没林について層序とC14による年代からの海進，海退およびサロベツ原野での海進海退が詳述してある。

全体を通じて術語が多いので是非索引をつけて欲しい。また，泥炭研究で残された問題を「あとがき」としてでも指摘しておいてほしかつた。著者は二十数年の調査と膨大な内外の文献をもとにこの大著を完成した。その内容の豊富さ，書き方の緻密さ，程度の高さには感心する。それだけに，これを読んだ人がもうこれ以上泥炭の研究をしようとする意欲がおこらないのではなかろうか。著者自身にすればどこに問題が残されているか十分指摘できるはずである。この点が記されていれば，若い学徒に大いにプラスになると思う。

最後に私はこの本を十分に批評するだけの知識を持つているわけではない。したがつてこの書評が全体を十分把握せず一面的になつているのではないかと危惧するものである。どうか，一人でも多くの人が直接この本を読んでいただくよう切望する。（大矢雅彦）

**土木学会編：日本の土木地理** 1974，442頁，森北出版.

本書は土木学会創立60周年を記念する３つの出版の１つで，他の２つは「土木工学ハンドブック」と「日本の土木技術—100年の流れ」である。

「日本の土木地理」は北大の交通工学講座を担当される小川博三教授を委員長として編集された。小川教授は日本地理学会，日本地域学会，東北地理学会の会員としても活動され，土木学を狭い技術学に止めることなく，地理学の思想と地域調査や計量的方法などを採り入れて，広い基盤の上に計画を樹てる研究に努力されている。従つて本書は，日本の居住空間（エクメネ）を建設する学問として，土木地理学を考え，その方針に則して編集されている。編集委員６名のほか，全国の大学，官庁，公団，電力会社，県庁等に奉職される第一線の人々45名によつて執筆され，その稿は1000頁に達する分量であつたと言う。筆者は，地理学の発展についての１，２節を中心に序論を校閲した因縁と，応用地理学ないしは応用地学のテクストとしてもつ本書の使命を評価して紹介を試みる。

全編は10章より成る。1．土木地理学の成立．2．地形と土木構造物．3．気候との対応．4．土壌の特性とその対策．5．土地利用と食糧生産．6．エネルギー獲得の地理的条件．7．海岸線と商工業港．8．国土と交通．9．都市．10．災害対策．付表．

土木建設は深くその土地条件に関係しており，技術者は，経験的ないしは一部理論的には土質，水利，気象等の条件を知つて設計工事を行つてきた。これらは本書で扱う土木地理学より限定されたものであつて，例えばダムサイトの決定においては単にその場所の岩石の硬さや工事のしやすさを問題にするだけでなく，水の効果的利用と洪水防止の関係から山村の住民や全流域に亘る問題として考察する地方的課題として考察し，その基礎理論を地域の科学としての地理学に求めることが必要であつた。この意味で第１章において，土木地理学成立の可能性を説いているのは同感であつて，それには技術・計画サイドからの接近と共に，地理学・地質学・気象学等からの貢献がいつそう期待される。

第２章以下は，それぞれの主題に関する具体例である。地形については，清水および新清水トンネル，青函トンネル，天草五橋，関門橋をあげ，それぞれの記述は少しずつ視点や内容を異にするが，概して言えば建設の歴史，立地決定の問題点，工事の難易，経済効果などを述べている。青函トンネルとドーバー海峡トンネルとは，延長がそれぞれ約54km と約52km で，工期も８年とされるなど似た点が多いが，前者が安山岩・凝灰岩などの新第三紀層であり，後者が白堊紀層からできていて，工事の難易はかなりな差がある。EC を一体化せしめるドーバーと，北海道を本州に結びつける青函とは，共に単純な経済効果だけでは計り難い強い影響を持つであろう。

気候関係では，琵琶湖淀川流域，台風の沖縄，北海道などの凍土・凍害・雪害地域が扱われる。

土壌の特性については，北海道の泥炭，関東ローム，西日本のマサ土，南九州のシラス，吉野川流域の崩積土が扱われる。

土地利用は，愛知用水，有明干拓，八郎潟干拓，瀬戸内塩田を扱い，エネルギーについては，石炭，奥只見ダム，梓川，火力発電の立地，原子力発電，地熱エネルギーの各例を説いている。

港湾については，横浜・神戸・広島各港を扱い，交通では，新幹線・高速道路・関西空港を説き，都市は東京および首都圏を集中的に採上げている。

災害対策では，台風・高潮として伊勢湾台風を，水害では利根川を，津浪では三陸を例示し，それぞれの被害状況と対策を取扱つている。

限られた頁の中に，これだけの資料を盛つたことは大きな努力であつたと思うが，慾を言えば，山地の利用に関して，林野や階段耕作・山地交通等をも扱い，日本の地形および気候上の特性から山地開発あるいは保全を問題にするであろうし，また離島の港湾と集落立地など経済効果は小さくとも，問題としては重要なことがらがいくつも発見されるであろう。それは国土の高度利用と環境の保全とをいかに調和していくかに深く係り合つている。

土木地理が建設のための基礎的知識を提供することはもちろんであるが，地理学がその応用面を開拓していくために欠くことのできない難点やテクニクを教えてくれる。例えば，愛知用水の項をみると，(1) 開発前の地域の土地利用・農業経営の状態があり，これについては従来とも地理学が貢献してきた。(2) 事業の胎動につづく，(3) 実施の中では，農業受益面積，年間供給水量（農業および都市用），供給のためのダムの規模，水路延長，効果，これらに対する事業費と資金計画とが扱われ，地理学者の参加が欠くことのできない内容を持つている。個々の形式や設計は技術者に任かせるとしても，最後の(4) 完成後の推移，その開発効果については，再び地理の部門において調査され，次の計画に対する資料として蓄積されることが必要である。

個々の事例の説明は簡潔にまとめられ，地理・地学の研究にとつて有用である。将来は一層後者から前者への寄与が行われることが期待され，協力して，土木地理学の体系を完成されることを強く望むものである。

（木内信蔵）

## 協会記事

**理事会**（昭和49年11月13日）

出席者：坪井会長，坂本・保柳副会長，川上・斎藤・町田・西川・矢嶋理事，木内監事

議事：

1. 正会員として堀　信行・井関弘太郎両氏の入会申込みを受理した。
2. 伊能忠敬記念出版物の著作権を次の通り決定した。
   「東京地学協会伊能忠敬記念出版編集委員会代表者保柳睦美，〒102，東京都千代田区二番町十二ノ二　社団法人東京地学協会」
3. 会長，監事および評議員の改選に必要準備事項を決めた。
4. 次回の学術講演会につき次のように決めた。
   日　時：昭和49年11月30日14時より
   演　題：気候変動と異常気象
   講演者：髙橋浩一郎会員
   前気象庁長官
5. 次回評議員会を昭和49年11月30日（土）開催することを決めた。

**編集委員会**（昭和49年11月22日）

出席者：矢沢委員長，安斎・井上・川上・佐藤(正)・佐藤(久)・諏訪・中村・前島・前田各委員

議事：

1. 地学雑誌第84巻第1号以降の編集について審議した。

## 受入図書

### 国内

秋吉台科学博物館報告，第9号，1973
学術月報，Vol. 26, No. 12, 1974
岩石鉱物鉱床学会誌，第69巻，第12号，1964
気象研究所報告，Vol. 52, No. 2, 1964
気象，No. 204, 1964
気象集誌，日本気象学会，Vol. 25, No. 5, 1974
建築雑誌，Vol. 89, No. 1087, 1974
験震時報，気象庁，第39巻，第1号，1974
国立科学博物館研究報告，第17巻，第3号，1974
国立科学博物館専報，第7号，1973
古地図研究，日本地図資料協会，第58号，1974
植物学雑誌，Vol. 87, No. 1008, 1974
人文研究，大阪市立大学，第25巻，第12分冊，1973
人文地理，第26巻，第5号，1974
史淵，九州史学会，第111輯，1974
史学研究，広島史学研究会，第124号，1974
沖縄県の地質資料そのII，資源総合開発研究所，1974
写真測量，Vol. 13, No. 3, 1974
新地理，日本地理教育学会，第21巻，第3号，1973
情報管理，日本科学技術情報センター，Vol. 17, No. 9, 1974
静岡地学，第27号，1974
石油技術協会誌，第39巻，第6号，1974
石膏と石灰，No. 133, 1974
石灰石，第152号，1974
石油の開発，Vol. 7, No. 6, 1974
水温の研究，河川水温調査会，Vol. 18, No. 4, 1974
船舶技術研究所報告，第11巻，第6号，1974
船舶技術研究所英文報告，No. 47, 1973
地学研究，日本鉱物趣味の会，第25巻，第10～12号，1974
地学教育，第110号，1974
北海道地下資源調査所報告，第46号，1974
地質学雑誌，第80巻，第11号，1974
地質調査所月報，第25巻，第7号，1974
地質調査所報告，第252号，1974
地質図，5万分の1，大樹，魚津，金華山，20万分の1，鳥取，留萌，中部地方領家帯，200万分の1，日本鉱床生成図，50万分の1，岡山，金沢，（地質調査所）
地質ニュース，No. 244, 1974
地理，古今書院，第19巻，第12号，1974
地理学評論，第47巻，第12号，1974
鉄と鋼，Vol. 60, No. 14, 1974
天文月報，第67巻，第12号，1974
東北地理，第26巻，第4号，1974
南極資料，第50号，1974
日本地質学地理学輯報，日本学術会議，第43巻，第1～4号，1974
日本学術会議月報，第15巻，第11号，1974
日本鉱業会誌，Vol. 90, No. 1041, 1974
日本の科学と技術，No. 167, 1974
農業技術研究所年報，昭和47年度，1973
農業土木学会誌，第42巻，第12号，1974
セラミックス，第9巻，第12号，1974
陸水学雑誌，第35巻，第3号，1974
林業試験場研究報告別刷，第258号，1973
雪氷，第36巻，第3号，1974
海の地図，（川上喜代四寄贈），1974
農業地域の変貌過程，大和英成著，1974
松代群発地震資料報告，No. 10, 1974
北見工業大学研究報告，第2巻，第2号別刷，（志保井利夫寄贈），1973
アメリカ合衆国の地理，白水社，1973
地理学報，大阪教育大学，第13号，1974
秋田大学鉱山学部地下資源開発研究報告，第42号 1974
岡山大学温泉研究所報告，第43号，1974
香川大学農学部学術報告，第56号，1974
鹿児島大学法文学部紀要，第9号，1974
埼玉大学紀要，第22巻，1974
静岡大学理学部研究報告，第8巻，1974
東京大学地震研究所研究速報，第14号，1974
東京学芸大学研究報告，第26集，1974
*Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, No. 8, 1973

東北大学地質古生物研究，第74号，1974

東北大学選鉱製錬研究所彙報，第29巻，第2号，1973

東北大学理科報告，第44巻，第2号，1974

名古屋大学文学部研究論集，第21号，1974

広島大学地学研究報告，第19号，1974

*Journal of Science of the Hiroshima University*, Series C (Geology and Mineralogy) Vol.7, No. 2, 1974

北海道大学理学部紀要，Vol. 16, No. 2～3, 1974

早稲田大学理工学研究所報告，第67輯，1974

早稲田大学理工学部紀要，第37号，1973

地形・表層地質・土じよう 1/5万，恵庭，糖内，士別，長野，土地分類図 1/20万，兵庫県福井県，愛知県，鳥取県，岡山県，岩手県，長野県，和歌山県，石川県，高知県，栃木県，佐賀県，宮崎県，1974(国土庁)

*Memoirs of the Faculty of Science Kyoto University*, Vol. 40, No. 2, 1974

*Journal of Geosciences Osaka City University*, Vol.17, 1974

法政大学地理学集報，第3号，1974

## 外 国

*Acta Geographica*, Societas Geographica Fenniae, No. 14～15, 1974

*Aanis de Academia Brasileira de Ciencias*, Vol.45, No. 2, 1973

*Anales de la Sociedad Cientifica Argentina*, Sociedad Cientifica Argentina, Tom. 197, Entregas 1-3, 1974

*Basler Beiträge zur Geographie, Geographisch Ethnologische Gesellschaft Basel*, Heft 15, 1972

*Bulletin, New Zealand Geological Survery, Bulletin*. n. S. 89, 1972

*Bulletin of the Scrpps Institute of Oceanography of the University of California*, Vol. 20, 1973

*Bulletin of the Seismographic Station, University of California*, Vol. 42, No. 2, 1974

*Fennia, Societas Geographia Fenniae*, 133, 1974

*Geographical Journal*, Vol. 140, Part 3, 1974

*Geographical Review*, The American Geographical Society, Vol. 64, No. 3, 1974

*National Geographic Magazine*, Vol. 146, No. 6, 1974

*Notulae Naturae*, The Academy of Natural Sciences Philadelphia, No. 448, 1973

*Natur und Museum*, Band 104, Heft 8, 1974

*Petermanns Geographische Mitteilungen*, Geographisch-Kartographisch Anstalt Gotha,118 Jahrgang, Z Quartalsheft, 1974

*Proceeding of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia*, Vol. 125, 1974

*Regio Basiliensis*, Geographisch-Ethnologischen Gesellshaft Basel, XIV/2, 1973

*Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas*, Fisicas Y Naturales, Vol. 13, No. 52, 1970

*Senckenbergiana Lethaea*, Band 54, No. 5～6, 1974

*Sociedade de Geografia de Lisboa, Boletin*, Série 92 a, Nos. 1～3, 4～6, 1974

*University of California Publication in Geological Sciences*, Vol. 106, 1973

Извести я Всесоюзнoто Географического Оыщества, Tom. 106, Выл 6, 1974

Серия Геотрафическая, Известия Акацемии Наук Cccp, No. 5, 1974

Болросьі Географии, Государственнле Излате Льство Географсической Литертуьі No. 92, 1973

Океанология Акацемия Наук Cccp, Tom. 14, No. 5, 1975

Тласник Српског Географског Лрущтва (*Bulletin de la Saciéte Sérbe de Géographie*) Tom. 53, No. 2, 1973

地球物理学報，中国地球物理学会，第17巻，第4期，1974

地質科学，中国科学院地質研究所，第3期，1974

朝鮮学術通報，Vol. 11, No. 4, 1974

香港中文大学研究院地理研究中心研究報告，第51号，1972

*Annales Guébhard*, Fondation Adrien Guébhald Séverine, 49 me Annee, 1973

*Anvario de Geografiia*, Universidad Nacional Autónoma de México, Ano 12, 1972

*Anvarul Institului Geologic*, Vol. XLI, 1973

*Boletins del Servizio Geologico D'Italia*, Vol. 92, 1972

*Books from Hungary*, Vol. 16, No 3, 1974

*Czasopismo Geograficzne*, Polskie Towarzystwo Geograficzne, Tom. 44, Zeszyt 3~4, 1973

*D'ari de Seamá ale Sedintelor*, Institul Geologic, Vol. 59, 1973

*Geoloshi Vjesnik*, Institut za Geoloska Istagavanja Zagrebu, Svezak 25, 1973

*Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg*, Band 16, 1973

*Mémoires, Institut Geologique*, Vol. 17, 1972

*Przeglad Geograficzmy*, Polskiei Akademii Navk, Instytut Geografiii, Tom. 46, Zeszyt 3, 1974

*Serie de Geographie*, Revue Ronmaine de Geologie, Tom. 17, No. 2, 1973

*United States Department of Interior*, Geological Survey, Bul. 660, 1972

*Wiener Geographisch Schriften*, Geographischen Institutes der Hochshule für Welthandel in Wien, No. 40, 1973

地学雑誌 第805号　昭和50年2月25日印刷
昭和50年2月28日発行

編集兼発行者　矢沢　大二

印刷所　一ツ橋印刷株式会社
東京都品川区上大崎 3-12-15

発行所　社団法人 東京地学協会
東京都千代田区二番町12の2
郵便番号 102
電話 東京 (261)0809番
振替口座 東京 66278番

## 東京地学協会取扱い出版物

### 1/5万 地質図説明書付き（除△印）

各 460円
〒 165円

松
狩
治西部
予三崎
館
島小島
肥
沢
田
本
清水
泊
水
龍
井岬
方
丈島
立
茂住
音知
加内
岐
子元島
日市
尻島
本
野山

各 600円
〒 165円

穂
寒湖
葉山
尾
田
仁合
走
田
島岳

飯田
伊万里
岩内

羽前金山
宇部
宇部東部
内の浦

襟裳岬
遠別

大江山
大垣
大迫
大畑
近江長浜
大村
大屋市場
奥津
鬼鹿
尾花沢
小浜
雄冬
渡島大島

海南
蛎ノ浦
加子母
金木
加治木
鹿屋
釜石
上里
上猿払
唐津
冠島

霧島山
北見

鞍岡

甲府
小口瀬戸
国分
国領
昆布森

佐用
猿留

塩尻
志布志
城端

周血
須坂
砂川
諏訪

川内

鷹巣
田沢湖
但馬竹田
遠布
田並
太良鉱山
丹後由良

近川
智頭

月形
土淵
都農

当別
動木
苫前
富高
富山

那智
男体山

仁位
西徳富

沼田

根雨

鋸崎

羽島
初浦
羽幌
浜益

美幌
燧岳
肥前高島付野母崎
日奈久
日向青島
平戸
弘前
肥前江ノ島

深浦
船津
幌泉

母衣月
三島
三田井
三厩

森吉山
門別

焼石岳

米子
呼子

陸中野田

留萠

涌谷
若柳

各 890円
〒 165円

草津
五所川原
田老
津山東部
徳舜瞥
人首
妹背牛
△横田

850円 〒165円
山形市北部地質図

各 1,390円
〒 225円

魚津
臼杵
川尻
久遠
五城目
竹貫
那珂湊
米内沢

金華山
1,600円
〒 225円

大樹
1,750円
〒 225円

浜松
2,390円
〒 350円

---

各 〒 165円

| | | |
|---|---|---|
| 谷・倉吉 | 1組 | 600円 |
| 碕・大山 | 〃 | 600円 |
| 〔…〕・勝本・郷ノ浦 | 〃 | 600円 |
| 大槌・霞露岳 | 1組 | 600円 |
| 大間・佐井 | 〃 | 600円 |
| 鳥取南部・鳥取北部 | 〃 | 600円 |
| 阿田和・新宮 | 1組 | 890円 |
| 伊予高山・八幡浜 | 〃 | 890円 |
| 掛塚・見付 | 〃 | 890円 |
| 邑知潟・虻ガ島 | 〃 | 890円 |

## 東京地学協会取扱い出版物

### 地質調査所報告

| 号 | 各〒300円 | 定価円 |
|---|---|---|
| 156 | 地震探鉱反射法の研究 | 300 |
| 161 | 山形市付近の天然ガス地化学調査報告 | 500 |
| 162 | 秋田県小坂鉱山の母岩の変質 | 450 |
| 164 | 火薬爆発によつて生ずる雑振動および反射波の実験的研究 | 450 |
| 165 | 北海道のチタン資源 | 550 |
| 168 | 宮崎県小林市付近天然ガス調査報告書 | 450 |
| 176 | 北海道のクロウム鉱床 | 400 |
| 184 | 弾性波パルスの伝播に関する研究 | 400 |
| 185 | 上部石狩層群堆積過程における豊里堆と芦別沈降盆地 | 460 |
| 186 | 八幡油田鹹水の地球化学 | 620 |
| 188 | 地表付近の天然放射能によるガンマ線強度分布について | 400 |
| 189 | 青森県尾太鉱山の硫化鉱物中の微量成分について | 350 |
| 190 | 日本におけるウランの産状 I | 1,300 |
| 191 | 琵琶湖東方地域二畳系の紡錘虫の研究 | 1,000 |
| 193 | 北海道庶路地域の炭田ガスについて | 470 |
| 194 | 天草下島教良木層産冶新世有孔虫類 | 470 |
| 199 | 硫化鉱物の微量成分の地球化学的研究 | 420 |
| 200 | 本邦クロム鉱床の成因的研究 | 580 |
| 221 | 北海道常呂地方のスピライトと含マンガン赤鉄鉱鉱床 | 470 |
| 226 | イラン国北西部のアングラン鉱山 | 430 |
| 235 | 北西九州古第三紀砂岩中のジルコン—ざくろ石—電気石比がもつ地質学的意義 | 500 |
| 239 | 日本の主要モリブデン鉱床と関連する花崗岩質岩類 | 1,200 |
| 248 | 西南日本内帯の"夜久野複合岩体"中の変はんれい岩とその関連岩類 | 700 |
| 249 | 地下水位の観測記録 | 700 |
| 251 | 北上山地の白亜紀花崗岩類—岩石記載と帯状配列 | 1,700 |
| 252 | 草津—万座地熱地域の地質学的リモートセンシング | 1,200 |
| 254 | 山形県小国町産中新世中期植物群 | 950 |
| 特別号 | (C) ゲルマニウム資源について | 330 |
| 特別号 | (5) 爆破地震動観測資料より得られた松代群発地震域の地下構造 | 1,050 |
| | Tertiary Florasof Japan (Miocene Floras) | 2,300 〒350 |
| | 日本の学者による中国本土に関する地理学的研究著書・資料・論文目録 (1935—1950) | 200 〒135 |

**地質調査所月報** 毎月発行, 1カ年 (昭, 50年) 10,200円

**地学雑誌** 隔月発行, 1カ年 5,700円

**備考** ご注文はすべて前金, 正会員は定価の1割引。

# 地學雜誌



# JOURNAL OF GEOGRAPHY

Vol. 84, No. 2 (806), 1975

目　次



## CONTENTS





**TOKYO GEOGRAPHICAL SOCIETY**
**(TOKYO CHIGAKU KYOKAI)**
***Founded in 1879***
**Nibancho, Chiyoda-ku, Tokyo**

# 東京地学協会取扱い出版物

## $\frac{1}{50万}$ 地質図　各〒 135円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 東京 | 890 | 金沢 | 1,280 |
| 八丈島 | 500 | 岡山 | 1,280 |
| 奄美大島 | 500 | | |

## $\frac{1}{20万}$ 地質図　各〒 135円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 石巻 | 440 | 深浦 | 620 |
| 大分 | 440 | 松山 | 620 |
| 男鹿島 | 440 | 宮津 | 620 |
| 唐津 | 440 | 稚内 | 620 |
| 高知 | 440 | 岩内 | 870 |
| 野辺地 | 440 | 天塩 | 870 |
| 羽幌 | 440 | 広尾 | 870 |
| 輪島 | 440 | 尻屋崎 | 870 |
| 青森 | 620 | 鳥取 | 1,140 |
| 網走 | 620 | 北見 | 1,140 |
| 伊良湖岬 | 620 | 剣山 | 1,140 |
| 酒田 | 620 | 斜里 | 1,140 |
| 新庄 | 620 | 留萌 | 1,140 |
| 標津 | 620 | 帯広 | 1,310 |
| 苫小牧 | 620 | 豊橋 | 1,310 |
| 七尾富山 | 620 | 知床岬 | 1,310 |
| 根室 | 1,140 | | |

## 各〒 165円

| | | |
|---|---|---|
| 1/200万 | 日本温泉分布図 | 1,280 |
| 1/200万 | 日本変成相図 | 700 |
| 1/200万 | 日本の火山 | 1,490 |
| 1/200万 | 日本炭田図 | 890 |
| 1/200万 | 日本鉱床生成図 (14) | 720 |
| 1/200万 | 日本鉱床生成図 (15) | 940 |
| 1/ 20万 | 中部地方領家帯 | 2,100 |
| 1/ 50万 | 後期新生代地質構造図東京 | 1,280 |
| 1/ 50万 | 地質構造図秋田 | 1,090 |
| 1/2万5千 | 佐世保北部 | 1,090 |
| 1/2万5千 | 生駒山地西麓部 | 830 |
| 1/2万5千 | 鬼首 | 830 |
| 1/ 10万 | 石狩沖積低地 | 1,240 |
| 1/ 50万 | 第四紀地殻変動図近畿 | 1,580<br>〒 195 |

| | | |
|---|---|---|
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 | I | 610 |
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 | II | 590 |
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 | III | 560 |
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 | IV | 1,490 |

| | |
|---|---|
| 地質図幅目録図(昭，50年版) | 620<br>〒 80 |

## $\frac{1}{7万5千}$ 地質図　説明書付き　各〒 165円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 鬼首 | 620 | 徳島 | 620 |
| 高松 | 620 | 勿来 | 620 |

## 各〒 195円

| | | |
|---|---|---|
| 日本油田ガス田図(I) | 青山奥 | 820 |
| 日本油田ガス田図(II) | 横浜 | 820 |
| 日本油田ガス田図(III) | 横須賀 | 820 |
| 日本油田ガス田図(VII) | 魚沼 | 3,410<br>〒350 |
| 日本油田ガス田図(VIII) | 本宿 | 1,510 |
| 日本油田ガス田図(IX) | 七谷 | 820 |
| 日本油田ガス田図(X) | 茂原 | 2,140 |
| 日本油田ガス田図(XI) | 佐渡 | 1,510 |
| 日本水理地質図(I) | 木曽川左岸・矢作川・豊川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(IV) | 山梨県釜無川および笛吹川流域 | 650 |
| 日本水理地質図(V) | 香東川・土器川・財田川流域 | 650 |
| 日本水理地質図(VI) | 愛媛県金生川・加茂川・中山川・重信川流域 | 650 |
| 日本水理地質図(VII) | 千葉西部 | 650 |
| 日本水理地質図(VIII) | 奈良県大和川流域 | 650 |
| 日本水理地質図(X) | 関東平野北西部 | 650 |
| 日本水理地質図(XI) | 長野県松本盆地 | 650 |
| 日本水理地質図(XII) | 兵庫県南西部 | 840 |
| 日本水理地質図(XIII) | 佐賀・福岡県筑後川中流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XV) | 都城盆地 | 840 |
| 日本水理地質図(XVI) | 仙台湾臨海地域 | 840 |
| 日本水理地質図(XVII) | 高知県・鏡川・国分川および物部川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XVIII) | 福岡・大分山国川および駅館川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XIX) | 熊本県白川および黒川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XX) | 鳥取県日野川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XXI) | 福岡県矢部川中流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XXII) | 山梨・長野県釜無川上流域 | 1,110 |
| 日本水理地質図(XXIII) | 長野・群馬県湯川および吾妻川流域 | 1,390 |
| 日本水理地質図(XXIV) | 長野県千曲川中流域 | 1,390 |

| | | |
|---|---|---|
| 空中磁気図(I) | 酒田-村上-弥彦-糸魚川海域 | 1,030<br>〒 250 |
| 空中磁気図(II) | 稚内-利尻-遠別-留萌-札幌海域 | 1,030<br>〒 250 |
| 空中磁気図(VIII.IX.X) | 厚岸-浦幌-苫小牧-函館-富川-襟裳-積丹海域 | 1,030<br>〒 250 |



**写真 1　片麻岩の特異な侵蝕地形**(ブラジル北東部パライバ州カンピナ・グランデ南方ケマーダス付近)



**写真 2　島状丘**
（パライバ州西部パトス付近）



**写真 3　ペディメント近景**
（同上）

**ブラジル北東部，半乾燥地域の侵食地形**

ブラジル北東部パライバ州の中部から西部にかけて，前カンブリア代の結晶質岩からなる半乾燥地域には，特異な侵食地形が多い。写真1のように片麻岩が露出し，その表面には多数の溝（幅 80〜100 cm，深さ 30 cm 内外を最大とする）が発達している。これは，この岩石を被覆していた中生層が侵食されて取り除かれ，その後の大雨期における侵食の遺物であるとの説が多い。しかし，岩石の結晶の長軸方向と溝の方向とが関係あるらしく観察されるので，今後この点からの研究が期待される。

パライバ州西部のパトス付近には孤立した島状丘（写真2）が多く，その山麓は急に傾斜 5°〜3° の緩斜面となり，その上には角礫が点在し（写真3），基盤が露出している。これは典型的なペディメントで，湿潤気候下にある日本の山麓緩斜面とはその形成過程を異にするものと思われる。（市川正巳）

地学雑誌 84, 2 (1975)

# 古生代末植物区の成立について

浅 間 一 男*

## The Rise of the Paleobotanical Provinces in the Latest Paleozoic Era

Kazuo ASAMA*

**Abstract**

In this paper the author discusses the rise of the four paleobotanical provinces in the latest Paleozoic era and the cause of their disapperance in the latter part of the Triassic period.

It was the late Silurian period that the vascular plants advanced onto the land for the first time. Through the Devonian period these plants attained remarkable evolution and laid the foundation for the great development of plants in the Carboniferous period. Since the late Silurian period up to the time of the early Carboniferous *Lepidodendropsis* flora, the plants had a strong uniformity, with same genera or same species widely distributed from Spitsbergen in the north to the southernmost tip of South Africa. With the appearance of glaciers in the late Carboniferous period, the plants began to show some regional characters, and during the Permian period four distinct floral provinces, in the east, west, north and south, come into existence. The Euramerian province in the west of the equatorial zone was represented by the Euramerian flora which continued from the Carboniferous plants. In the east there was the Cathaysia province represented by the *Gigantopteris* flora consisting mainly of *Gigantopteris nicotianaefolia*, *Bicoemplectopteris hallei* and *Lobatannularia heianensis*. In the Gondwana province of the Southern Hemisphere, the *Glossopteria* flora (Gondwana flora) consisting chiefly of Glossopteridales made its appearance, while in the Northern Hemisphere there was the Angara province represented by the Angara flora characterized by such genera as *Angaropteridium*, *Angaridium*, *Paragondwanidium* and *Glottophyllum*.

The equatorial zone of those days can be located on the map by plotting the equator obtained from the paleomagnetic study (Fig. 3). It is inferred from the map that the Euramerian flora and the Cathaysia flora were distributed roughly along the equatorial zone, the Gondwana flora was distributed encircling the South Pole, and the Angara flora was in the vicinity of about lat. 30°-40°N.

According to the author's study, the simple leaf of *Gigantopteris* and *Glossopteris* was derived from the pinnate leaf either by fusion or enlargement of segments which took place when the plant growth was retarded by the severely changing environment. The fact that the Cathaysia flora had simple-leaf Gigantopteridales indicates that the harsh

* 国立科学博物館地学研究部, National Science Museum, Tokyo

enviroment caused repeated fusion of leaf, eventually resulting in the formation of simple leaf, whereas the appearance of simple-leaf Glossopteridales in the Gondwana flora means that the much deteriorated environment caused enlargement repeatedly so as to form the simple leaf.

When the greater part of the Gondwana flora is occupied by simple-leaf plant, no simple leaf is found in the Angara flora. This seems to suggest that the environment of the Angara province in the north was milder than that of the Gondwanaland in the south.

Likewise, the Euramerian province in the west was apparently in a milder environment than the Cathaysia province in the east, because the simple-leaf Gigantopteridales are found in the Cathaysia flora while no simple leaf occurs in the Euramerian flora.

The severity of the environment of the Gondwanaland is attributed to low temperatures as evidenced by the appearance of glaciers, whereas in the Cathaysia province the environmental severity is due to the increasing annual range of climate and the aridness as the land gradually became a continent.

Thus, the results of the paleobotanical study and the paleomagnetic study seem to be in good accord.

It can be concluded, therefore, that the rise of the four different floral provinces toward the end of the Paleozoic era is ascribed to the upheaval of the land, on account of which the continental climate came to prevail, the glaciers formed in the Southern Hemisphere and the equatorial zone turned arid. During the late Triassic period the distinction of the four floral provinces vanished, and plants regained a marked uniformity in their distribution. This is probably because the climate became temperate as the sea area expanded with the progress of subsidence of the continent which had previously been uplifted at the end of the Paleozoic era.

## I 緒　言

地質時代の植物の変遷史を見るとき，古生代末の植物区の成立は画期的なもので，特筆大書すべき大事件であった。

植物が陸上進出に成功したのはシルル紀後期で，それに続くデボン紀では全く陸上に適応した形態を完成させ，石炭紀には巨木の林立する大森林を形成し世界的に広く炭田を分布させる結果となった。

陸上に進出以来この石炭紀までは北も南も西も東も均一性が強く同種または同属のものが広い分布を示していた。ところが石炭紀の後期から二畳紀にかけて著しい植物区が生じた。北にアンガラ植物群，それに対して南にゴンドワナ植物群(または *Glossopteris* 植物群)，西に欧米植物群，それに対して東にカタイシア植物群(または *Gigantopteris* 植物群)が生じた。

この植物区の成立も上部二畳紀初期には最高潮に達したが，三畳紀の後期にはこの著しい植物区は姿を消し，石炭紀前期までと同様に再び均一性の強い植物群に変った。中生代末の白亜紀には気候帯を生じ，新生代に至ると，その気候帯はいよいよ明瞭となり，新生代の後半はそれが更に著しくなり第四紀の氷河時代を迎えるに至った。このような植物群の変遷と，それより推定される気候の変化とを考えるときいろいろの疑問が生ずる。

1) シルル紀後期から石炭紀にかけて世界的に広く同属または同種の植物が分布できたのは何故か。地

球が球体である限り，赤道帯は最も気温が高く，極地に近くなる程低温となつたに違いない，では赤道帯と極地とで気温の差はあつたが，何故それが植物の分布に影響を与えなかつたか。

2) 陸上進出以来石炭紀の最盛期までの植物の進化は著しいものが認められるが，その原因は何か。

3) 古生代末に東西・南北と著しく相対立する4植物区が生じたが，その原因は何か。

4) 三畳紀後期にその著しい植物区が解消し，また均一性の強い植物が広く分布するようになったのは何故か。

5) 白堊紀にゆるやかな気候帯を生じ，それは第三紀を通じて，いよいよ明瞭化するがその原因は何か。

6) 白堊紀に被子植物が出現するが，その起源は何か。また何故被子植物が出現したか。

7) 第三紀を通じて気候帯が明瞭化し，その最終段階に氷河が生じたが，その原因は何か。

以上のように数多くの疑問が生ずるが，古植物学的にも，古気候学的にも，また地質学的にもそれらを満足に説明できると思われる考え方は提出されていない。

筆者はこれらの疑問を説明するために，地質時代を通じての年較差漸増の古気候の変化と，それにともなつて生じた植物の変化を説明する GR (Growth Retardation) の原則を提称している。この小論では古生代末に生じた4植物区成立と解消に中心をあてて，筆者なりにその原因を追求してみたい。

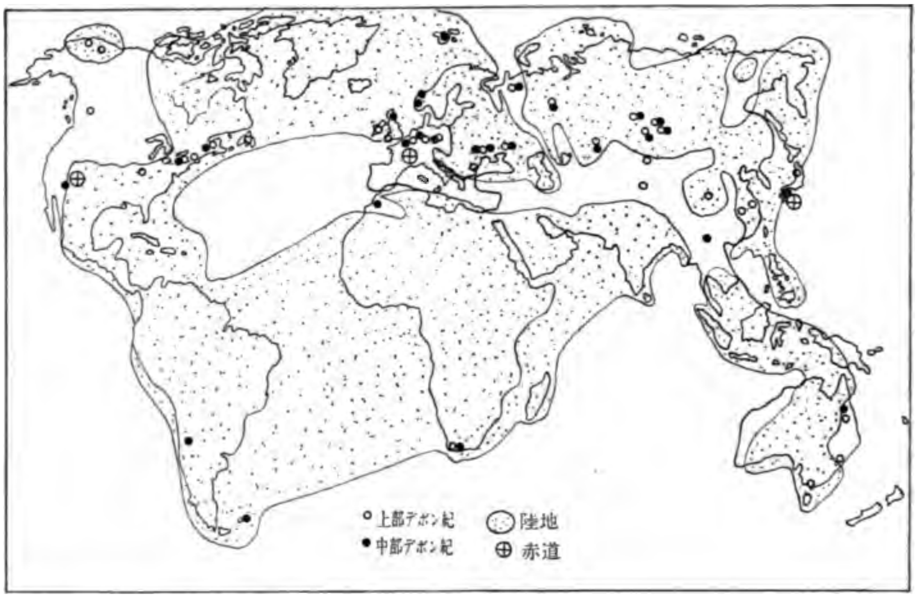
## II デボン紀の植物の分布

古生代末の二畳紀に東西・南北の相対立する4植物区が生じたことは，後でのべるように誰の目からみても明らかであるが，古植物の変遷史からみると，この植物区の成立は特殊な場合であつて，このような著しい植物区の成立は二畳紀を除いては古生代・中生代に関する限り存在しなかつたと考えてよい。

初期の陸上植物が生じたのは最上部シルル紀から下部デボン紀にかけてであるが，欧米区では西から北米東部，ヨーロッパ・アンガラ区の中央部，ゴンドワナ区ではオーストラリア南部，南アフリカ南部，南米と広く分布している。*Drepanophycus spinaeformis* と *Zosterophyllm australianum* は欧米区，アンガラ区，ゴンドワナ区と3区に共通であり，属として3区に共通のものは *Drepanophycus*, *Protolepidodendron*, *Archaeosigillaria*, *Zosterophyllum*, *Taeniocrada*, *Hostimella* などがあり，相似た植物が南北両半球に広く分布していた。区の名称は二畳紀のものをそのまま使用したが，それは二畳紀の植物区と比較するにはその方が理解し易いからである。

中部デボン紀(第1図)においてもその分布はだいたい下部デボン紀に近い，欧米区からは *Protolepidodendron*, *Drepanophycus*, *Protolepidodendropsis*, *Calamophyton*, *Hyenia*, *Aneurophyton Pseudosporochnus*, *Protopteridium*, *Platyphyllum*, アンガラ区からは *Protolepidodendron*, *Drepanophycus*, *Protolepidondedropsis*, *Calamophyton*, *Hyenia*, *Aneurophyton*, *Pseudosporochnus*, *Protopteridium*, *Taeniocrada*, *Psilophyton*, *Asteroxylon*, *Dicranophyton*, *Barrandeina*, カタイシア区の中国からは *Protolepidodendron*, *Drepanophycus*, *Psilophyton*, *Protopteridium*, ゴンドワナ区からは *Protolepidodendron*, *Drepanophycus*, *Leptophloeum*, *Archaeosigillaria*, *Haplostigma*, *Hyenia*, *Platyphyllum* などが報告され，*Protolepidodendron scharyanum* は4区共通して産出する。植物区を区別するほどの相違はない。

上部デボン紀になると欧米区からは *Sublepidodendron*, *Pseudolepidodendropsis*, *Cyclostigma*, *Leptophloeum*, *Protolepidodendropsis*, *Drepanophycus*, *Colpodexylon*, *Archaeosigillaria*, *Pseudobornia*, *Sphenopteridium*, *Rhacophyton*, *Archaeopteris*, *Platyphyllum*, *Taeniocrada*, *Aneurophyton*, *Pseudosporochnus*, アンガラ区からは *Sublepidodendron*, *Cyclostigma*, *Leptophloeum*, *Protolepidodendropsis*, *Lepidodendropsis*, *Drepanophycus*, *Colpodexylon*, *Archaeosigillaria*, *Pseudobornia*, *Sphenopteridium*, *Archaeopteris*, *Enigmophyton*, カタイシア区よりは *Sublepidodendron*, *Cyclosti-*




第1図　デボン紀植物の分布．（植物の分布は EDWARDS, 1973. その他に；海陸の分布は TERMIER et TERMIER, 1952 より改変）

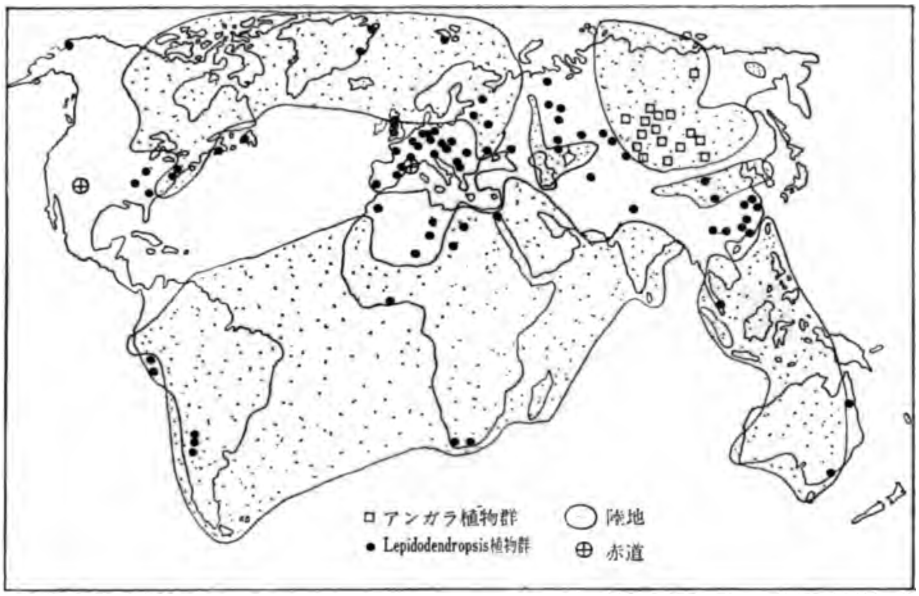
*gma*, *Leptophloeum*, *Lepidodendropsis*, *Sphenophyllum*, *Sinolepis*, *Asterolepis*, ゴンドワナ区よりは *Protolepidodendron*, *Archaeosigillaria*, *Cyclostigma*, *Leptophloeum*, *Archaeopteris*, *Sphenopteris*, *Barinophyton* がそれぞれ報告され，ゴンドワナ区の南アフリカより記載された *Archaeosigillaria caespitosa* と *Leptophloeum australe* は中国より報告されたものに非常に近い。

このように，植物が陸上に進出して以来，デボン紀を通じて分化・発展を続け次の石炭紀の大繁栄の基礎をつくりあげた。しかし，その植物の構成をみると，各区により特徴的な植物も出現しているが，大きくみた場合，共通な属が多く，東西の対立も，南北の対立も認められない。

## III　石炭紀の植物の分布

上部石炭紀の植物は世界的に共通性が強く，*Lepidodendropsis* 植物群として知られている（第2図）。欧米より報告された主なものは *Lepidodendropsis*, *Lepidodendron*, *Sublepidodendron*, *Bothrodendron*, *Archaeosigillaria*, *Archaeocalamites*, *Sphenophyllum*, *Adiantites*, *Anisopteris*, *Fryopsis*, *Rhodeopteridium*, *Sphenopteridium*, *Cardiopteridium*, *Triphyllopteris*, カタイシア区よりは *Lepidodendropsis*, *Sublepidodendron*, *Lepidodendron*, *Archaeocalamites*, *Rhodea*, *Triphyllopteris*, *Cardiopteridium*, ゴンドワナ区ではペルーより *Lepidodendropsis*, *Cyclostigma*, *Rhacopteris*, *Adiantites*, *Triphyllopteris*, アフリカ北部より *Lepidodendropsis*, *Lepidodendron*, *Prelepidodendron*, *Archaeosigillaria*, *Archaeocalamites*, *Rhacopteris*, オーストラリアよりは *Lepidodendron*, *Archaeocalamites*, *Rhacopteris*, *Fryopsis*, *Adiantites* などがそれぞれ報告されている。

アンガラ区については欧米区と基本的には類似するとみる学者と，アンガラ区特有の *Ursodendron*, *Tomiodendron*, *Angaropteridium* などが出現するので *Lepidodendropsis* 植物群より区別しようとする学者とがある。(MEYEN, 1970) たとえ区別したとしても，二畳紀に生じたような著しい相違は認められない。下部石炭紀の後半になると，形態的には *Lepidodendropsis*, *Sublepidodedron*, *Bothrodendron* に




第２図　下部石炭紀植物の分布．(植物の分布は CHALONER and MEYEN, 1973 その他に；海陸の分布は TERMIER et TERMIER, 1952 より改変)

類似するが，アンガラ区属の *Lophiodendron*, *Tomiodendron* などが出現し，*Cardiopteridium* や *Angaropteridium* を伴う。*Lepidodendron* や *Lepidostrobus*, *Stigmaria* を欠いているので，アンガラ区のヒカゲノカズラ類は欧米区のそれと本質的には異なることを暗示するのかもしれない。

上部石炭紀は植物の大繁栄時代で，巨木林立の時代でもあつた。世界各地の大炭田はこの時代の植物の遺骸である。欧米区に発展した植物の主なものは，*Lepidodendron*, *Bothrodendron*, *Sigillaria* などのヒカゲノカズラ類で，当時の巨木の代表者であつた。有節類では *Calamites* がその代表者で，現在のトクサ類の小形草本からは思いも及ばない木性巨木で，現生のモウソウ竹を想像すればよい。このほかに有節類としては *Sphenophyllum* (楔葉類)が広く分布したが，これは１米内外の草本であつた。シダ状の葉をもつものとしては *Pecopteris*, *Sphenopteris*, *Neuropteris*, *Alethopteris*, *Mariopteris*, それに網状脈をもつた *Lonchopteris*, *Linopteris* などがある。上記のものはシダ類に入るものと，シダ種子類に入るものとがあるが，後者の方が多かつたと思われる。そしてこのシダ種子類こそ第三紀から現在にかけ大発展をした被子植物の祖先系をなすものと思われる。

カタイシア区では本渓統で代表される地層であつて，*Lepidodendron*, *Cathaysiodendron*, *Sphenophyllum*, *Annularia*, *Calamites*, *Asterophyllites*, *Sphenopteris*, *Neuropteris*, *Linopteris*, *Cordaites* などが主な代表者で，欧米区の延長とみてよい。

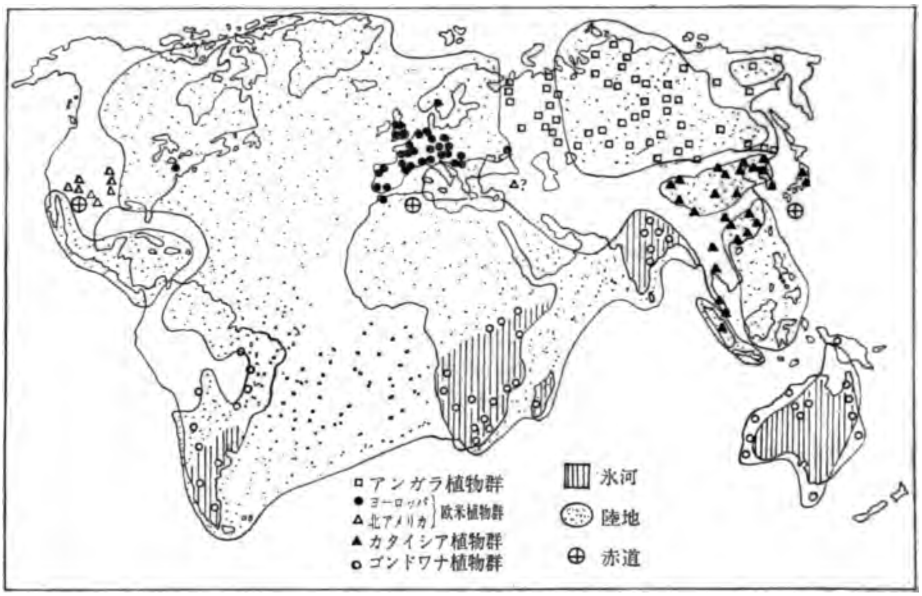
アンガラ区よりは *Argarodendron*, *Paracalamites*, *Sphenophyllum*, *Paragondwanidium*, *Angaropteridium*, *Neuropteris*, *Cordaites* などが報告され欧米区・カタイシア区などとは異なる植物群に進みつつあつた。

ゴンドワナ区では氷河時代に入つた。オーストラリアで植物の変遷をみると氷河が始まるのは Kuttung 統で，氷河堆積物と火山岩が互層している。これに伴つて産出する植物化石は *Rhacopteris*, *Lepidodendron* などで欧米区の下部石炭紀植物群に比較されるものである。この上にくるのが石炭を含む地層で，欧米区の石炭層に比較される。この層より *Gangamopteris* が最初に出現し，続いて *Glossopteris* が出

現する。正確にいえば，氷河が隆盛な時代は欧米区と同様な *Rhacopteris*, *Lepidodendron* などを産出し *Glossopteris* 類が出現するのは氷河が終了してからである。

## IV 二畳紀の植物の分布

維管束植物が陸上に進出したシルル紀後期よりデボン紀を通じて，前期石炭紀までは全世界的に相似た植物が分布していた。その均一性は強かつたが，ゴンドワナ区に氷河が生じた石炭紀の後期より地域性が生じ，二畳紀には最高潮に達し，東西・南北とそれぞれ相対立する植物区が形成された(第3図)。




第3図　下部二畳紀植物の分布（植物の分布は CHALONER and MEYEN, 1973 その他に；海陸の分布は TERMIER et TERMIER, 1952 より改変）

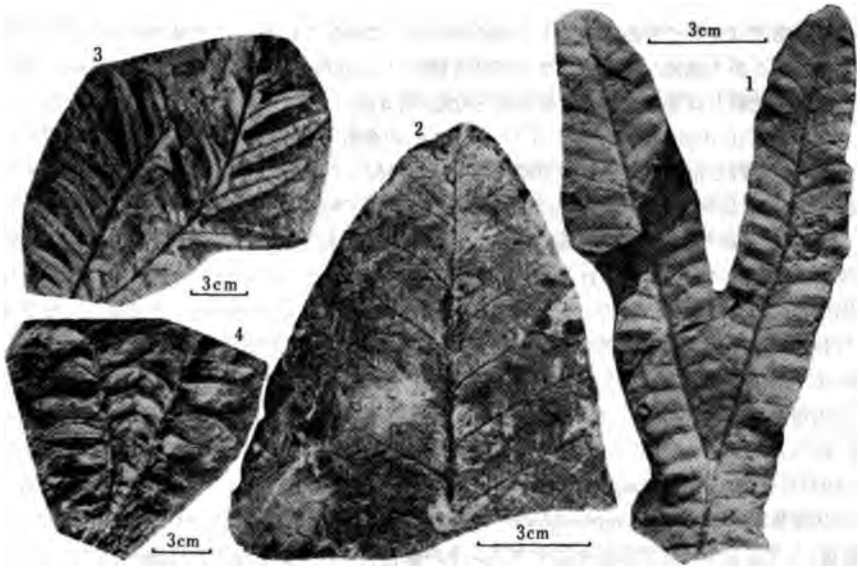
### 1. 欧米植物群

欧米植物群はヨーロッパと北米に分布の主体をもつもので，大部分の属は石炭紀より引き続いている。*Lepidodendron* はヨーロッパでは石炭紀の終末に絶滅したが，*Sigillaria*, ***Sphenophyllum***, ***Calamites*** は下部二畳紀まで生き残つた。ロボク類では *Stylocalamites*, *Crucicalamites*, 楔葉類では ***Sphenophyllum*** (=*Trizygia*) *oblongifolium*, *Sph. thonii*, シダ状葉としては *Pecopteris hemiterioides*, ***P. candolleana***, *P. polymorpha*, *Imparipters*, *Taeniopteris*, *Odontopteris*, *Callipteris*（とくに ***C. conferta***），コルダ木類の *Cordaites*, 針葉樹類の *Lebachia*, *Ernestiodendron* などが主な植物である。

欧米植物群のなかでも，北米では *Gigantopteris* 類，*Supaia*, *Brongniartites* などの特殊な植物が生じた(第4図)。北米の *Gigantopteris* として記載されたものは，カタイシア植物群の *Gigantopteris* 類と比較されているが，そして東亜からベーリング海峡を通つて北米に移動したと考えた学者もあつたが (HALLE, 1937)，系統的にはカタイシア大陸のものとは異なるものであつて移動を考える必要のないことは前に (ASAMA, 1970) 論じた。しかし現在でもカタイシア植物群が北米まで分布しているように画かれた分布図(GOTHAN und WEYLAND, 1973；PLUMSTEAD, 1973)があるが，これは誤りである。

### 2. カタイシア植物群

西の欧米植物群に相対立するのが東のカタイシア植物群で，分布の主体は中国・朝鮮であるが，東方は




第 4 図　北米西部の下部二畳紀植物群（1 は WHITE, 1912 ; 2 は READ and MAMAY, 1964 ; 3, 4 は WHITE, 1929 による）

1, 2 *Gigantopteridium americanum*（テキサス州）
3 *Supaia thinnfeldioides*（アリゾナ州）
4 *Brongniartines? aliena*（アリゾナ州）




第 5 図　Gigantopteris 植物群（1, 2, 4 は HALLE, 1927 ; 3, 5 は KON'NO and ASAMA, 1970 ; 6 は KIM and ASAMA, 1970 による）

1. *Gigantonoclea lagrelii*（山西省）
2. *Bicoemplectopteris hallei*（山西省）
3. *Tricoemplectopteris taiyuanensis*（マレーシア）
4. *Protoblechnum wongii*（山西省）
5. *Lobatannularia johorensis*（マレーシア）
6. *Paratrizygia koboensis*（朝鮮）

日本までのび，南方はマライ半島，スマトラ島にまたがつてのびている。この植物群の下部は欧米植物群に近似のものであるが上部になるに従つて東亜特有属の *Gigantopteris* 類，*Lobatannularia*，*Tingia* などが出現し欧米植物群とは著しく異つた植物群となる(第5図)。

カタイシア植物群(Cathaysia flora)は T.G. HALLE の命名によるものであるがこれは東亜に分布する古生代末全体の植物群を指示しているので時代的には石炭紀から上部二畳紀まで含まれることになる。中国では本渓統(中部石炭紀)，太原統(最下部二畳紀)，山西統(下部二畳紀下部)，下部石盒子統(下部二畳紀上部)，上部石盒子統(上部二畳紀下部)，石千峯統(上部二畳紀上部)と地層は分けられているが，太原統までの植物は欧米区に普通に見られるもので欧米植物群の延長とみてよい。山西統になると *Tingia* 属が始めて出現し，これはそれ以後 *T. partita*→*T. carbonica*→*T. crassinervis* と進化し，セグメントの拡大化が行われた。ロボク類の中間では山西統で *Lobatannularia* が出現し，これは *L. sinensis*→*L. lingulata*→*L. heianensis* と進化し，セグメントの拡大化と癒合化が行われた。最大の特色は *Gigantopteris* 類の出現で3回羽状複葉の *Emplectopteris triangularis* と *Emplectopteridium alatum* が出現し，前者は *E. triangularis*(3回羽状複葉)→*Gigantonoclea lagrelii*(2回羽状複葉)→*Bicoemplectopteris hallei*(1回羽状複葉)→*Tricoemplectopteris taiyuanensis*(単葉)と進化し，後者は *E. alatum*(3回または2回羽状複葉)→*Bicoemplectopteridium longifolium*(1回羽状複葉)→*Gigantopteris nicotianaefolia*(単葉)と進化した。両者共次々にセグメントが癒合するので羽状の回数は段階的に減じ，最後にはいずれもこれ以上セグメントが癒合できない単葉に変つた。

シダ類は一般に羽状複葉を示すが，被子植物の葉は殆どが単葉である。石炭紀の植物をみるとシダ類，シダ種子類は全部が羽状複葉を示している。二畳紀になると世界にはじめて現生の被子植物の葉と形態的に全く一致する大型単葉の葉が出現したので古植物学者にとつては大きな驚きであつた。これを最初に研究した SCHENK (1837) はこれに *Gigantopteris nicotianaefolia*(タバコの葉に似た大型単葉)と命名した。中国，朝鮮，スマトラなどの東亜ばかりでなく北米のテキサス州からも次々と単葉が発見されたが，これらの植物を研究した矢部，川崎，HALLE, ZEILLER, WHITE, JONGMANS などの諸学者は最初の SCHENK に従つてこれらの植物をすべて *Gigantopteris* 属とした。それがため古生代末の東亜の植物は *Gigantopters* 植物群と呼ばれるようになつた。南半球のゴンドワナ植物群がその中の代表的植物の名をとつて *Glossoperis* 植物群と呼ばれるのと全く同じ意味である。

*Gigantopteris* 属の特徴は被子植物の葉に似て単葉が1回羽状複葉を示すことである。これはシダ状の多回羽状複葉の葉のセグメントが何回も癒合を繰返したから生じたもので，すべが同じ系列の植物であることを意味するものではない。最初にある植物から単葉の $X_0$ なる植物が生じ，それが $A_0$, $B_0$, $C_0$, $D_0$ なる植物に分化したのではなく，$A_3$→$A_2$→$A_1$→$A_0$, $B_3$→$B_2$→$B_1$→$B_0$, ……と $A_0$, $B_0$, $C_0$, $D_0$ の植物の祖先系は $A_3$, $B_3$, $C_3$, $D_3$ となり，それぞれ別々の祖先から由来したのであつて相互には何の関係もないものである。これらの系列の植物はすべて癒合なる現象が生じたので，次々に癒合を繰返し，すべての系列の最後には単葉が生じた。単葉ではあつても，それぞれは異つた祖先をもつているので同属の *Gigantopteris* なる1属にすべてを含めてしまうわけにいかないことは当然である。それがため現在では *Gigantopteris* 1属でなく沢山の属に分けられている。

以上の説明でわかる通り癒合によつて形成された単葉または1回羽状複葉の植物をすべて *Gigantopteris* と呼んだが，それらの間には系統的には何等の関係もないのである。それ故に羽状複葉を示す植物はすべて将来癒合によつて *Gigantopteris* となる可能性をもつことである。カタイシア植物群の中で最も普通に見出されるのは *Bicoemplectopteris hallei* (HALLE が中国山西省から *Gigantopteris nicotianaefolia* として報告したものはこれに相当する 第5図，2。1回羽状複葉)と *Gigantopteris nicotianaefolia* (川崎が朝鮮から *Gigantopteris yabei* として報告したもの．単葉)とであり，前者は *Emplectopteris triangularis* のセグメントの癒合によつて生じたものであり，後者は *Emplectopteridium alatum* のセグ

メントの癒合によつて生じたものである。*Emplectopteris* 系と *Emplectopteridium* 系はカタイシア区のみで他地区からは発見されていない，北米から *Gigantopteris americana* (第4図1，2)として報告されたものは *Alethopteris* の癒合によつて生じたもので東亜のものとは系列上何等の関係もない。それ故に東亜から北米え移動したと考える必要はない。

ここで *Gigantopteris* 植物群の定義を明確にしたい。それは癒合葉が発見されると今でも *Gigantopteris* 属に入れる学者がある。そして東亜の *Gigantopteris* として報告されたものと何等かの関係があるのではないかと考えるからである。そして *Gigantopteris* 植物群は北米にも分布していると考えるからである。

「*Gigantopteris* 植物群とは *Emplectopteris* 系と *Emplectopteridium* 系の癒合葉植物（前者の代表者は *Biocoempletectopteris hallei*，後者の代表者は *Gigantopteris nicotianaefolia*）と *Lobatannularia* 系の植物を主要属とし，*Tingia* 系，*Protoblechnum wongii*（第5図，4），などを伴う植物群である」と定義したい。このように定義すると北米の *Gigantopteris* を含む植物群も，中央アジアの *Gigantoptceris* を含む植物群も *Gigantopteris* 植物群であるとは言えない。

カタイシア植物群の最大の特色は *Gigantopteris* 類の *Bicoemplectopteris hallei* か *Gigantopteris nicotianaefolia* が *Lobatannularia heianensis* 型の *Labatannularia* と共存し，それに *Tingia carbonica*, *Protoblechnum wongii*, 楔葉類の大型の *Trizygia sinocoreana*, *Paratrizygia koboensis*（第5図，6），*Trizygia grandifolia* などを伴うことである。そして時代的には山西省の上部盒子統ならびに他の地域のこれに準ずる時代である。

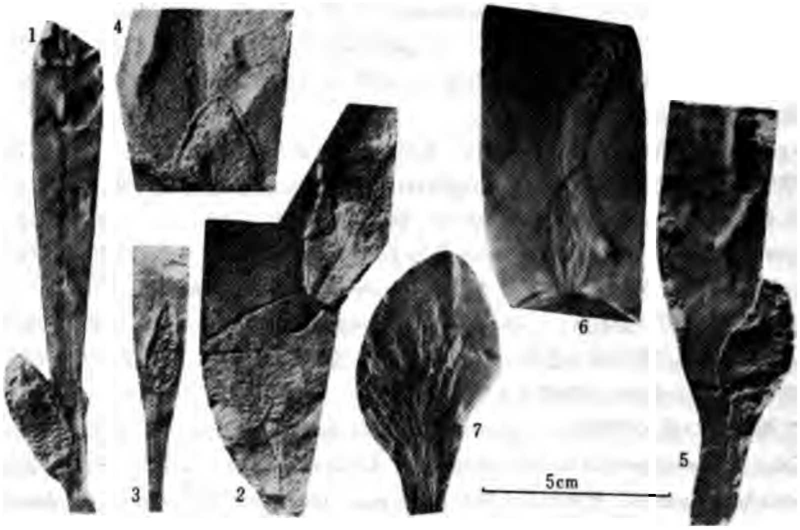
カタイシア植物群には上記の植物の外に，*Rhipidopsis*, *Schizoneura* などの特色のある植物も産するが，これらの属に所属する植物はゴンドワナ植物群からも産するのでカタイシア植物群に特有のものではない。

**3．ゴンドナワ植物群**

次に南半球に目を転ずるとそこには *Glossopteris* 類を主体とする特殊のゴンドワナ植物群があつた。ゴンドワナ植物群の代表的な植物は種々の *Glossopteris* 類でありそのため *Glossopteris* 植物群とも呼ばれている。葉は *Glossopteris*, *Gangamopteris*, *Palaeovittaria* などの名で呼ばれている。最も普通に産するのは *Glossopteris* と *Gangamopteris* で，両者は舌状の単葉で細脈は網目をつくつている。前者は中脈をもつているが，後者は中脈をもたない。*Gangamopteris* は *Glossopteris* よりも古く出現し，二畳紀の中ばに姿を消す。*Glossopteris* は三畳紀まで生き残つた。

中脈をもつ舌状単葉で二次脈(細脈)が網目をつくるものはすべて *Glossopteris* という属名で呼ばれていたが，近年になつてその生殖器層が続々と発見され，それによるととても *Glossopteris* という一属で呼ばれるべきものでないことがわかつた(第6図)。*Glossopteris* 状の葉につく生殖器官としては *Scutum*, *Hirsutum*, *Lanceolatus*, *Plumsteadia*, *Pluma* などがあり，また *Gangamopteris* 状の葉につくものとしては *Ottokaria*, *Vanus* などがある。

葉が *Glossopteris* 状であつても中身に種々雑多あることは，カタイシア植物群の *Gigantopteris* 類の場合と同様である。*Gigantopteris* 類の場合は単葉またはそれに近い1回羽状複葉を示していたが，*Glossopteris* の場合はすべて単葉と考えられている。どちらも GR (Growth Retardation) の最終段階を示している。*Gigantopteris* の場合は癒合をくり返すことによつて3回羽状複葉から2回→1回→単葉となつたが，*Glossopteris* の場合は拡大を繰返すことによつて3回羽状複葉→2回→1回→単葉となつたと考えられる。癒合の場合はセグメント同志が癒合するので脈状も次々に複雑化するが，拡大の場合にはセグメントはそのままの形で拡大するので大型にはなるが，形も脈状も前と変らない。それがため *Gigantopteris* 類の場合は形態脈状が複雑で相互の区別もし易いが，*Glossopteris* の場合は形態が単純で相互の区別は困難である。前者は生殖器官が発見されなくとも，葉のみでも多数の形態属に分けられているが，後者は葉のみの場合は中脈をもつ *Glossopteris* と中脈をもたない *Gangamopteris* に区別されているにす




第6図 Glossopteris 植物群の生殖器官をもった Glossopteris 類(PLUMSTEAD, 1969, 1973による)

1. *Hirsutum* 3. *Lanceolatum* 5. *Ottokaria* 7. *Vanus*
2. *Scutum* 4. *Plumsteadia* 6. *Palaeovittaria*

ぎない。

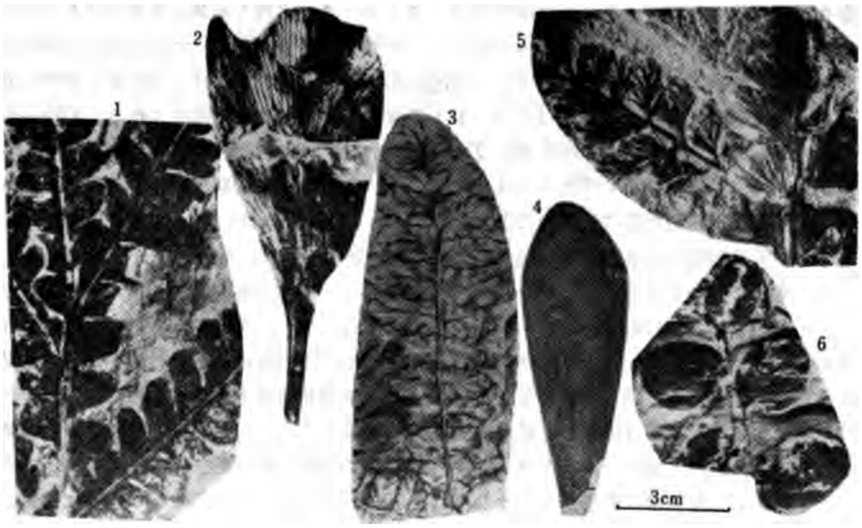
*Glossopteris* 植物群の主体は *Glossopteris* 類であるが，その外に楔葉類の *Sphenophyllum* (＝*Trizygia*) *speciosum*，有節類の *Phyllotheca*, *Schizoneura*，大葉類の *Gondwanidium*, *Pecopteris*, *Sphenopteris*, *Taeniopteris*，イチョウ類の *Ginkgoites*, *Rhipidopsis*, *Psygmophyllum*，針葉樹類の *Noeggerathiopsis* (欧米植物群の *Cordaites* に相当する) などがある。

ゴンドワナ植物群はゴンドワナ大陸に分布したもので，南米，アフリカ，マダガスカル，インド，オーストラリア，南極大陸などの現在ばらばらになつている諸大陸は，かつては合してゴンドワナ大陸と呼ばれる巨大大陸を形成していたが，中生代半ばごろより分離を始め，白堊紀より第三紀へとその距離を拡大し，現在のような位置関係になつたと考えられている。ひとまとめになつたゴンドワナ大陸を考える大きな理由の一つは，ゴンドワナ植物群と氷河遺跡の分布である。上の各大陸の石炭期後期より二畳紀に至る地層には必ず *Glossopteris* 類を主体とした植物群が見出され，また氷河堆積物を伴つている。第3図に示した縦線の部分に氷河が認められる。*Glossopteris* 植物群がいかに氷河と関連し合つていたかはこの分布図からも推定することができる。

海でへだてられた大陸間に相似た生物群が存在する場合，大陸間を結ぶ陸橋があつたと仮定して生物相の類似を説明する方法もあるが，ゴンドワナ大陸に関する限り，諸大陸の現在位置をそのままにしては氷河の説明も，*Glossopteris* 類の説明も困難である。諸大陸をひとまとめにした巨大大陸を仮定すると説明が容易になる。

**4. アンガラ植物群**

南半球のゴンドワナ植物群に相対するのが北半球のアンガラ植物群で，ウラル山脈から東方へシベリアを中心に分布している。その主な植物(第7図)は有節類の *Phyllotheca*, *Paraschizoneura*, *Annularia*, *Paracalamites*, *Sphenophyllum*，大葉植物の *Sphenopteris*, *Peopteris Callipteris*, *Angaropteridium*, *Angaridium*, *Paragondwanidium*, *Glottophyllum*, *Iniopteris*, *Zamiopteris*，さらにコルダ木類の *Noeggerathiopsis*，イチョウ類の *Rhipidopsis*, *Ginkgophyllum* などである。このうち *Angaridium*,




第7図　アンガラ植物群（NEUBURG, 1948による）
1. *Callipteris zeilleri*　4. *Noeggerathiopsis oequalis*
2. *Glottophyllum cuneatum*　5. *Angaridium potaninii* と *Angaridium mongolicum*
3. *Paragondwanidium sibiricum*　6. *Angaropteridium cardiopteroides*

*Angaropteridium*, *Paragondwanidium* などはすでに石炭紀に出現している。

南と北に相対するゴンドワナ植物群とアンガラ植物群を比較すると，前者の主体をなす *Glossopteris* 類は後者ではほとんど見出されない。まれに後者から *Glossopteris*, *Gangamopteris* の報告はあるが生殖器官の発見がないので前者と比較することは困難である。後者に特有の *Angaridium*, *Angaropteridium* は前者には見られない。一方 *Gondwanidium*, *Schizoneura*, *Phyllotheca*, *Noeggerathiopsis*, *Rhipidopsis* などは両者に共通である。アンガラ植物群の *Gondwanidium* は小羽片に中脈があるという理由で，中脈のないゴンドワナのものと区別して *Paragondwanidium* とされ，またゴンドワナの *Schizoneura* の葉輪は茎面にあるが，アンガラのものは茎をとりまいているという理由で *Paraschizoneura* とされた，*Phyllotheca*, *Noeggerathiopsis*, *Rhipidopsis* については，別属として扱うほどの形態的な差はない。

**5．4 植物区と古気候**

赤道帯と思われる部分に欧米植物群とカタイシア植物群があり，それらをはさんで北にアンガラ植物群，南にゴンドワナ植物群が分布しているので，南から北へ移動するためには赤道帯を横断しなければならないので，両植物群間の移動は非常に考えにくいにもかかわらず，両植物群間に形態が類似し，ほとんど区別しにくい植物が相当に存在することはどのように解釈すべきであるか。移動で解決しようとする学者もあるが，私は平行現象としている。

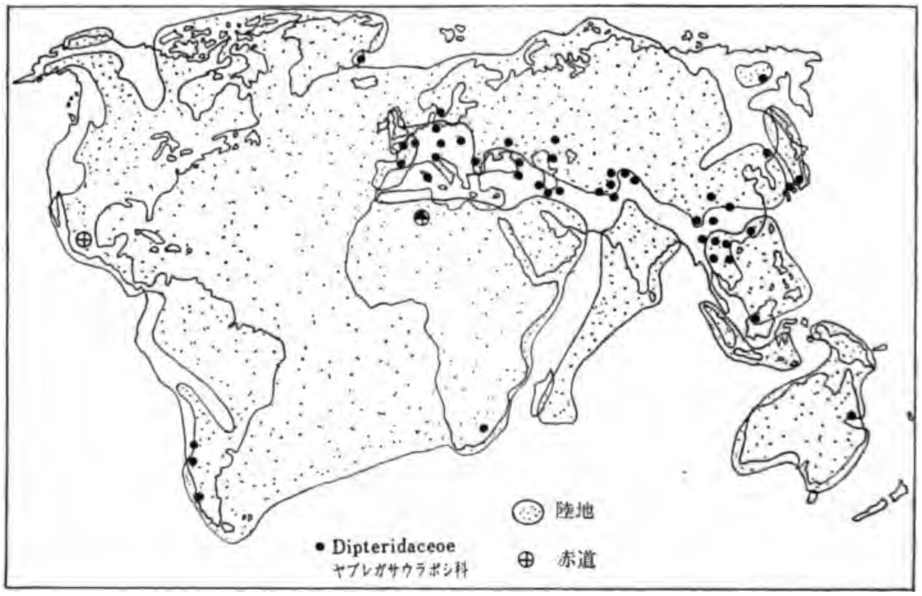
ゴンドワナ植物群は，その大部分が *Glossopteris* 類で占められ，その中のところどころに別な植物が混入した，まことに単調な植物景観を示していたものと思われるが，これに比較するとアンガラ植物群は，単葉を示す植物はなく，最も進化の進んだものでも *Angaridium*, *Angaropteridium*, *Paragondwanidium* などのように1回羽状複葉の植物であり，植物の種類も多く，ゴンドワナ植物群のような単調なものではなかつた。これはゴンドワナ大陸の方がアンガラ大陸よりもきびしい気候条件にあつたことを推定させるものである。このことは裏返していえば，アンガラ大陸はゴンドワナ大陸よりも低緯度にあつたことを意味するものかも知れない。

中央に存在した欧米植物群とカタイシア植物群は，きわめて多種多様な植物から構成されており，その点からは今日の熱帯植物群に比較されるものであろう。欧米植物群とカタイシア植物群を比較すると，後者にはとくに単葉の植物が多い。単葉を代表する *Gigantopteris* 類は前者では北米西部に発見されるにすぎないが，後者では普偏的である。単葉はセグメントの癒合か拡大によつて形成される。*Gigantopteris* 類は癒合によつて形成され，*Glossopteris* 類，*Taeniopteris* 類などは拡大によつて形成されたものである。*Taeniopteris* は4植物区全部いずれからも産するが，カタイシア植物群に圧倒的に多い，これはカタイシア植物群が最も熱帯性植物群に近かつたことを物語るものかも知れない。

近年になつて，古地磁気の測定が世界各地で行われ，その結果が膨大に集積された。伏角を測定することによつてその場所の緯度を知ることができるが，それによると下部二畳紀頃の北米のデンバーはほぼ北緯10°に，パリは北緯18°に（BLACKETT et al., 1960），日本の北上山地の長岩は北緯13°に（MINATO & FUJIWARA, 1965）位置していたことがわかつた。それによつて当時の赤道の位置を求めて図示したのが第3図に示した⊕印である。図より言えることはカタイシア植物群は赤道を中心にはさんでその両側に分布していた。また欧米植物群は赤道と北緯30°くらいの間に分布していた。そしてアンガラ植物群は欧米——カタイシア植物群の北側に，ゴンドワナ植物群は南側に位置していたことがわかる。大きくみた場合，欧米——カタイシア植物群は赤道帯に，そしてゴンドワナ植物群はほぼ南緯40°以南に位置していたことがわかる。

## V　三畳紀の植物の分布

古生代末の二畳紀に東西・南北の植物区に分れたことは前述の通りで誰の目にも明らかであるが，古植物の変遷史からみるとこの植物区の成立はむしろ特殊な場合であつて，このような著しい植物区の成立は二畳紀を除いては古生代・中生代に関する限り存在しなかつたと考えてよい。すなはちこの著しい植物区は三畳紀後期には解消して，また均一性の強い分布にもどつた。




第8図　上部三畳紀植物の分布（植物の分布は WESLEY, 1973 その他に；海陸の分布は TERMIER et TERMIER, 1952 より改変）

三畳紀でも下部と中部には植物化石は甚だ少ないが，上部になると世界的に植物が豊富となる。上部三畳紀から下部ジュラ紀にかけて繁栄したものにヤブレガサウラボシ科 (Dipteridaceae) がある。この科は *Dictyophyllum*, *Clathropteris*, *Thaumatopteris*, *Hausmannia* などの属を含んでいるが，その分布をみると南北両半球に広く分布している(第8図)。現生の *Dipteris* は熱帯のマラッカからポリネシアにかけて分布している熱帯性のシダといえる。これよりみると，化石種もそれに近い気候下にあつたとも考えられるが，その分布をみると，北はグリーンランド，シベリアから南は南米の南端，アフリカ南部，オーストラリアと分布が非常に広く，これらの地域がすべて熱帯であつたとは考えにくい。しかし，古生代の著しい植物区の対立が上部三畳紀には，現在では熱帯にしか分布しない *Dipteris* の祖先系の植物におき変わり，それが広い分布を示すようになつたことは，対立する植物区の解消の原因を考えるうえに重要である。

北半球の上部三畳紀の植物群と，ほぼそれと同時代と思われるオーストラリアのイプスヴッチ植物群との両者に共通なものをあげると *Neocalamites carrerei*, *N. hoerensis*, *Equisetites*, *Cladophlebis*, *Dictyophyllum*, *Thinnfeldia*, *Danaeopsis*, *Sphenopteris*, *Nilssonia*, *Pterophyllum*, *Taeniopteris*, *Yabeilla*, *Ginkgoites*, *Czekanowskia*, *Phoenicopsis* と非常に多い。日本の成羽や美祢からの化石をみている感じがするほどよく似ている。

## VI 古気候の変遷と植物分布の変遷

古地磁気の測定結果からの推定によると，約4億年前(最下部デボン紀)に北米のデンバーはほぼ赤道上にあつたが，現在では北緯40° にある。同様にしてほぼ4億年前のパリは南緯5° に位置していたが，現在では北緯50° 近くにある。現在までにパリは55° 北上したことを示している。中国からの資料(NAIRN & THORLEY, 1961)によると，シルル紀一デボン紀の赤道は日本の南方海上を通つていたことになつている。それ故に中国や日本は約30° 北上したことになる。

以上のことから欧米区とカタイシア区は下部デボン紀にほぼ赤道帯に位置していたが，ゴンドワナ区の南米南端は南緯90°，アフリカ南端もほぼ南緯90° 付近に位置していたことになる。必然的にゴンドワナ大陸は南極付近に集まり，反対に北半球では北極を中心として現在の太平洋に比すべき大洋が存在していたことになる。下部デボン紀ころの赤道は現在の赤道とほぼ平行に存在していた。それが時代の変遷に伴つて大陸全体として北上した。中央ヨーロッパ，アフリカ地域が最も北上の距離が大で，緯度にして約55°，最も少ないのが東アジア地域で約30° 位であつた。デボン紀の第1図から二畳紀の第3図，それに三畳紀の第8図までを比較すると明かなように赤道帯の位置はいつの時代にもほぼ現在の赤道帯と平行関係にあつた。地質時代の赤道帯が現在の赤道帯と大きく斜交することはなかつたと推定される。

維管束植物は欧米区において陸上に進出して以来その分布を広め，デボン紀前期にはゴンドワナ区まで達した。植物体も陸上進出当時の1m内外のものより漸次進化して，石炭紀中期には巨木を林立させ大森林を形成するに至つた。その分布をみると多少の地域差はあるにせよ，ほとんど全世界的に共通の植物を発展させた。石炭紀後期にゴンドワナ区に氷河が生ずると，進化の度合いは急速に進むと同時に，東西，南北と相対立する4植物区が生じた。しかしそれも三畳紀後期には解消し再び均一性の高い植物相に変つた。古生代末の植物区の成立はほんの一時期であつたといえる。

このような植物の分布を現在の植物分布を基礎としてみると説明に困惑する点が多い。古生代末の4植物区に分れた時期を除くと，世界的に均一性の強い時代がほとんどで，同属の植物が世界的な分布を示すのは勿論，同種のもので汎世界的な分布を示すものがあつた。ヒカゲノカズラ類の *Drepanophycus spinaeformis* は下部デボン紀を通じて，*Protolepidodendron scharianum* は中部デボン紀を通じて汎世界的な分布を示した。また小形リボン状に二叉分枝する性質をもつた *Zosterophyllum australianum* も下部デボン紀には北はシベリア，南はオーストラリアまで分布した。上部デボン紀では同じくヒカゲノカズラ

類で日本からも産出する *Leptophloeum rhombicum* は北から南まで広く分布した。下部石炭紀には *Lepidodendropsis* を主体とする植物群が南北両半球に広く分布した。このようなことは現在の植物の分布からはとても考えられないことである。

現在の植物の分布をみると，熱帯から寒帯に，また低地から高地にかけて常緑樹林，落葉樹林，針葉樹林，草原と分布し，それに乾燥気候が加わるとサバナ(熱帯)，ステップ(温帯)などの禾本草原が生じている。これによつてもわかるように，植物の分布とその性質を規制しているのは，気候すなわち温度と乾湿であることは明瞭である。このことは地質時代においても同じであつたと思われる。とすると，植物が汎世界的な分布をしたことは汎世界的に気候が同じであつたと考えてよいのだろうか，地球が球であり，またそのエネルギー源の主体が太陽である限り赤道帯と極地が等温であることはあり得ない。それでは汎世界的植物の分布をどのように解釈すべきか。一方シルル紀後期以降石炭紀にかけて均一性の強い植物群でしめられていたが，その間植物は著しい進化をなしとげた。植物を進化させた原因は何であつたのか。古生代末の植物区の成立は，同時に各植物群を著しく進化させた。それより考えると古生代末の植物が著しく進化した原因は古生代末に生じた著しい環境の変化と関係があることは言をまたない。

環境の変化は，それに応じた変化を植物に強制することになる。それに適応できない植物は姿を消すことになる。それより判断すると，一見おだやかな環境にみえるシルル紀から石炭紀にかけても環境の変化はあつたに違いない。植物の変化には向上化と多様化の2面がある。よりきびしくなる環境に応じて体制を適応させるのが向上化であり，これは適応度の増大を意味する。環境に変化のない場合は適応度をそのままにして，種々の環境に適応する。理解を助けるために例をあげると，低地から高地に進むと気温は低下し，それぞれの気温に適した植物が分布する。同類の植物が低地から高地にかけて分布している場合は高度に応じて体制が変る。低地のものはゆるやかな環境に適応した体制をとり，高地のものはきびしい環境に適応した体制をとる。これは向上化に通ずるものがある。これに対し低地は低地で同じ高度にありながら微妙に環境の違いを反映して種々の植物が生ずる。これは多様化に相当する。

シルル紀よりの植物の変化は多様化しながらも向上化している。筆者は (ASAMA, 1962, 浅間, 1965～1967) 環境がきびしい方に変つた場合，その反応として生ずる植物の変り方には規則制があることを知り，これを GR (Growth Retardation) の原則としてまとめた。地質時代の植物の変化をこの原則にあてはめることによつて，環境がきびしい方に変つたのか，ゆるやかな方に変つたのかを推定することかできる。地質時代の植物の変化をみると古生代も中生代も新生代も，その植物の変化は殆どが GR の原則にあてはまるものばかりである。これは地質時代の環境は常にきびしい方に変つたことを意味する。その原因として時代と共に年較差の増大する気候変化を考えた。現在は夏と冬との気温の差は大きく開いているが，この差は時代がさかのぼる程小さくなる。古生代中期ではその差は僅かであつたと考えられる。それがため石炭紀までの植物の材には高緯度のものをのぞき年輪が認められない。年輪が明瞭化するのは中生代後期になつてからである。

古生代中期から後期にかけては年較差はごく僅かだつたと思われる。そうすると年中同じような気温で季節は認められないことになる。現在は地球の自転軸は太陽に対して23.5° 傾斜している。この傾斜のため夏と冬の差が生じている。傾斜が大きくなれば夏と冬の気温の差は大きくなり，傾斜が小なくなれば季節はなくなる。デボン紀から石炭紀にかけて自転軸の傾斜角が小さく年較差が僅かになると，太陽の光を最も多く受ける赤道は気温が高く。少し受ける極地は低温であつたと思われるが，その差は現在よりも遙かに小さく，それに北半球の中緯度以上は大部分が海であつたため，気候はよりゆるやかになる。最北に位置していたアンガラ区でも中緯度であつた。南半球ではゴンドワナ大陸は存在したかも知れないが，陸上に顔を出した部分は僅かで大部分は浅海になつていたと思われる。古生代末の南半球ゴンドワナ大陸に氷河が出現したのは造陸運動によつて浅海にあつた大陸棚が陸上に顔を出したため大陸化が進むことによつて低温化したことが原因と思われる。造陸運動はゴンドウナ大陸のみでなく，欧米区でもカタイシア区

でも生じた。これら赤道帯における上昇運動は大陸を増大させ，大陸性気候の増大と，乾燥地帯を生ぜしめた。古生代末の4植物区の成立は古生代末に生じた造陸運動に原因があると考えられる。上昇運動によつて大陸が増大すれば気候はきびしくなるが，下降運動によつて海域が増大すれば気候は温和になる。中生代前期に植物区が解消し，熱帯性植物のヤブレガサウラボシ科が世界的に広く分布を広げたのはこの下降運動による海域の増大と気候の温和化に起因すると考えられる。

中生代に入つて温暖化した気候も，中生代末には再び年較差が大きくなり季節が生じ被子植物が出現するに至つた。年較差の増大によつて冬の気温が低下したことと被子植物の出現とは密接に関連し合つている。古生代中期の温暖な気候下では胞子で十分に繁殖することができた。乾燥の卓越した場所では胞子から種子に進化することによつて乾燥から身を守り繁殖することができた。中生代の乾燥した気候もそれで乗り切ることができた。中生代に生じた低温に適応して胚珠を包んで子房を作り低温にも耐えうる体制を作つた。寒さとより短期間に成熟可能な体制として最後には草本となつた。第四紀に氷河が生じ，植物の生長できる期間は年間4カ月位に減じたものと思われる。植物の生育期間は年較差の僅かな古生代の12カ月から漸次時代と共に減じ，第四紀には最短の4カ月位になつた。生育期間の短縮は必然的に草本を出現せしめた。

年較差漸増の古気候の変化を考えると，地質時代の植物の進化は理論的に説明できる。古生代にシダ植物が大発展をしたのは気候が温暖多湿であつたからであり，中生代に裸子植物が出現発展したのは古生代末から中生代初期にかけての造陸運動による大陸化で，乾燥気候が卓越したためであり，また中生代後期に被子植物が出現したのは低温に対する適応であつた。年較差の増大にともなつて1年の中の低温の期間が漸次長くなり，その最大の期間に第四紀の氷河が出現し，それに適応して最短期間で発芽から結実まで可能な草本が出現した。地質時代の植物の変遷を，年較差漸増の古気候の変化を仮定することにより，合理的に説明できることは，この仮説の真実性を物語るものかも知れない。　(1975年2月12日受理)

## 引用文献


浅間一男(1965～1967)：植物進化の要因と機構．自然科学と博物館，第32巻-第34巻．

——(1967)：タイ国産二畳紀植物化石と Migration, Parallelism の問題．化石，第13号，pp. 28-38.

ASAMA, K. (1962) : Evolution of Shansi Flora and Origin of Simple Leaf. *Sci. Rep., Tohoku, Univ.*, 2 nd Ser. (*Geol.*), Spec. Vol., No. 5, pp. 247-273, pls. 41-42.

ASAMA, K. (1970) : Parallelism in Paleozoic Plants between Gondwanaland and Cathaysia Land. *Symp. Gondwana Stratigr. Paleontol., Buenos Aires*, 1967, pp. 127-139.

BLACKET, P. M. S., *et al.* (1960) : An analysis of rock magnetic data. *Proc. Roy. Soc.* (*London*), Ser. A, Vol. 256, pp. 291-322.

CHALONER, W. G. & MEYEN, S. V. (1973) : Carboniferous and Permian Floras of the Northern Contients. HALLAM's *Atlas of Palaeobiogeography*, pp. 196-186.

EDWARDS, D. (1973) : Devonian Floras. *Ibid.*, pp. 105-115.

GOTHAN, W & WEYLAND, H. (1964) : Lehrbuch der Paläobotanik. Akademie-Verlag, Berlin, pp. 1-594.

HALLE, T. G. (1927) : Palaeozoic Plants from Central Shansi. *Pal. Sinica*, Ser, A, Fasc. 2, pp. 1-316, pls. 1-64.

——(1937) : The relation between the late Palaeozoic floras of eastern and northern Asia. *Comp. Rend. 2 me Congr., Stratigraphie Carbonifère-Heerlen* 1935, pp. 237-245.

JONES, O. A. & DE JERSEY, N. J. (1947) : The Flora of the Ipswich Coal Measures. Morphology and Floral Succession. *Univ. Queensland Press., Dept. Geol.*, Vol. 3, NS. No. 3, pp. 1-88, pls. 1-10.

KIM, B. K. & ASAMA, K. (1970) : Permian Sphenophyllales from the Eunseong Coal Mine. *Bull. Nat. Sci. Mus. Tokyo*, Vol. 13, No. 2, pp. 319-330, pls. 1-2.

KON'NO, E. & ASAMA, K. (1970) : The Late Permian Linggiu Flora from the Gunong Blumut Area, Johore, Malaysia. *Ibid.*, Vol. 13, No. 3, pp. 491-580, pls. 1-17.

MEYEN, S. V. (1970 a) : New data on relationship between Angara and Gondwana Late Palaeozoic floras. *Symp. Gondwana Stratigr. Paleontol., Buenos Aires*, 1967, pp. 141-157.

——(1970 b) : On the origin and relationship of the main Carboniferous and Permian floras and their bearing on general paleogeography of this time. *Ibid.*, S. Africa, 1970, pp. 551-555.

MINATO, M. & FUJIWARA, Y. (1965) : Magnetic Pole Positions determined by the Japanese Rocks. *Earth Science*, No. 78, pp. 21-22.

NEUBURG, M. F. (1948) : Upper Paleozoic Flora of Kuznezk Basin. *Paleontologia SSSR.*, Tom. 12, No. 3, pp. 1-342, pls. 1-73.

PLUMSTEAD, E. P. (1969) : Three thousand million years of plant life in Africa. *Geol. Soc. S. Africa*, Annexure to Vol. 72, pp. 1-72, pls. 1-25.

——(1973) : The Late Palaeozoic Glossopteris Flora. HALLAMs *Atlas of Palaeobiogeography*, pp. 187-205.

READ, C. B. & MAMAY, S. H. (1964) : Upper Paleozoic Floral Zones and Floral Provinces of the United States. *U. S. G. S. Prof. Paper* 454-k, pp. 1-32, pls. 1-19.

SCHENK, A. (1837) : Pflanzen aus der Steinkohlenformation. RICHTHOFEN's *China*, 4, pp. 211-269, pls. 30-54.

TERMIER, H. et TERMIER, G. (1952) : Histoire Géologique de la Biosphère. Masson & Cie, Éditeurs, Paris, 721 pp.

WESLEY, A. (1973) : Jurassic Plants. HALLAM's *Atlas of Palaeobiogeography*. pp. 329-338.

WHITE, D. (1912) : The Characters of the Fossil Plant *Gigantopteris* SCHENK and its Occurrence in North America. *Proc. U. S. Nat. Mus.*, Vol. 41, No. 1873, pp. 493-516, pls. 43-49.

——(1929) : Flora of the Hermit Shale, Grand Canyon, Arizona. *Carnegie Inst. Washigton*, Pub. No. 405, pp. 1-118, pls. 1-51.

地学雑誌 84, 2 (1975)

# 「中心と周辺」—RATZEL における空間分化の研究とその発展

野 間 三 郎*

## Reappraisal of the 'Center and Periphery' Concept by RATZEL and Contemporary Geography

Saburo NOMA*

**Abstract**

The 'center and periphery' concept appeared anywhere in RATZEL's works. Cultural as well as pheical phernomena were viewed by him from the standpoint of 'center and periphery'. Convincing explanations were thus given to shorelines, snowlines, cities, cultures, national boundaries, etc.

In place of the hitherto morphological observation, this way of viewing, which is a functional observation, lead RATZEL to the development of a new discipline of study.

The 'center and periphery' observation was kept rather in the background in RATZEL. Instead, three concpts of 'space', 'movement' and 'location' were placed in the foreground as basic concepts on which RATZEL's thoghts and ideas were constructed. It can be conceived, however, that the three concepts are in fact welded into one system by way of the 'center and periphery' observation.

Although RATZEL himself does not seem to have been well conscious of it, the 'center and periphery' observation has two view-angles, that is, 1) differentiation from center to periphery, and 2) diffusion of energy from center to periphery. The former is to a morphological observation as the latter is to a functional observation.

It is known that such view-angles, which are well demonstrated in the RATZEL's 'movement theory', can be traced to the 'migration theory' of M. WAGNER, a biologist. In contrast to DARWIN, who advocated progressive evolution, WAGNER put an emphasis upon spatial differentiation. When RATZEL made a morphological observation, he focussed on the differentiation, but when his attention was directed toward a mechanism, he stressed the diffusion.

The RATZEL's diffusionistic view in discussing physical phenomena and anthropogenic cultural traits has no doubt a great influence upon contemporary geographers. This also suggests that it is not relevant to think RATZEL was under an influence of DARWIN.

With full of affluent touches to describe abundant, variagated facts and materials,

* 東京都立大学 Tokyo Metropolitan University

the RATZEL's work manifest that he was unable to control his overflowing thoughts and ideas. He may as well have been an artist who turned to be a scientist. The orderly arrangement by logic seems to have fallen short of completeness.

The present article clarifies that the unifying artery of the three concepts of 'space', 'movement' and 'location' is by itself the 'center and periphery' model. It also illustrates the 'differentiation and diffusion' concept basically support RATZEL and that it appears a central concept again in contemporary geography.

目 次



## まえがき

「すべての事物は中心に向つて集る」というような考えは，何もギリシャの哲学者にのみ固有なのではない。古くから又あらゆる国の人々に見られる一つの思考の形式である。従つて地理学に於ける「中心」概念の成立を溯つて，その思想的系譜をたずねるとどこまでも辿つて行かねばならなくなる。

然し極く近く，そして有力な類似の概念を求めると GOETHE の気象論(1825)，THÜNEN(1826)の立地論，KOHL(1841)の交通・集落論が思出されるし，RICHTHOFEN(1877)が「支那」の中で中国史を中心と周辺の対立という形で明らかにしたのも，すぐ思出される。

然し「空間の分化」を正面から取上げ，「中心と周辺」の考察を通じて組織的にこれを論じ，以て拡散・伝播の理論に導いたのは RATZEL(1891)に始まるとすべきである。

RATZEL 以後になつても TURNER(1893)のアメリカ史に於けるフロンティアを論じたもの，HOWARD (1902)や BURGES(1927)など都市に関連した同心円説があるし，中心からの波及を考える文化の伝播について，KROEBER (1939)，WISSLER (1927)，SCHMIDT (1937) などを始めとして多くの説がある。更には又，中心の概念と，そこから組立てられた CHRISTALLER(1933)の都市に関する有力な考察がある。

このような多くの考えがあり，それらは又夫々から分れ出る多くの考察法を生んでいる。勿論それらがすべて一つの源流から出，夫々直接に結び付いているわけでもない。然し地理的現象，特に文化現象の考察にとつて有力な視点を提供するこの概念に関して，RATZEL の寄与するところが大きかつたことは明らかである，RATZEL のこの点に関する寄与は，彼の「運動」論としてしばしば取り上げられはするが，それを構成する主要概念についての追求が乏しかつた。「中心と周辺」を核としてここに新しく考察を試みる所以である。

## I RATZEL の体系と「中心と周辺」

「中心と周辺」という概念は RATZEL の体系の中で可成り重要な意味をもつている。通常 RATZEL の人類地理学を構成する骨組として，「運動」——歴史的運動，「位置」及び「空間」の 3 概念が考えられている。事実，彼の「人類地理学」，「政治地理学」の目次中にも大きく前面に出てくるところである。STEINMETZLER(1956)の解説と論及もこれに従つているに他ならない。

然し，更に一歩を進めて考えると，RATZEL の「空間」は，「運動」を通じて「中心と周辺」に「分化」されるのであり，「位置」も「中心的位置」と「周辺的位置」とによつて実際的な規定を受けること

になるのである (Anthropogeogr, I. 10 §96, s. 141)。「中心と周辺」はいわば RATZEL の体系を支える基本概念を互に結びつける役目を果していると考えねばならない。

「中心と周辺」という，古典的とも言うべき考察法は，RATZEL によつてどのような新らしい分析力を賦与されるに至るのだろうか。これは彼の著述の至る所に顔を見せてはいるが，これが最も集中的に論じられているのは，「政治地理学」中の第5章「分化と政治的価値」中の §63 に於てである。「中心と周辺」は又，様々な派生的概念を伴つていわば未整理のままに自在に論じられている。

「核心地」Kernland と「付随地」Nebenland (Pol. G. Kap. 7, §96)：「内部」Innen と「外部」Aussen (Pol. G. Kap. 10, §146)：「内部位置」Innenlage と「末端部位置」Lage am Rande(Pol. G. Kap, 10, §145)：「末端位置」Randlage と「周辺位置」Peripherische Lage(Pol. G. Kap. 10, §147)：「隅」Ecklage (Pol. G. Kap. 10, §149)：「中央位置」Mittellage (Pol. G. Kap. 10, § 150)などの諸概念もその一部分にすぎない。これらは夫々の場合に適切な説明力をもつことになるのだが，終局的には「中心と周辺」或は「内と外」に帰着するものとすべきであろう。

## 1 「中心」について

「中心と周辺」を考えるに当つて，どちらかと言うと周辺的現象が先ず注目され，それより「中心」に関心が移るのが普通だと思われる。LAUTENSACH (1952)の Formenwardellehre でも「周辺的及び中心的フオルメンヴァンデル」と明らかに周辺を先に掲げている。RATZEL に於ても「周辺」は至るところに姿を現わす。恐らくは考察の発端は「周辺」にあつたのであろう。「周辺」に於て「中心」を見たと言うべきかも知れない。

中心と周辺の問題を考える彼の思考の根本を窺わせるものは次の様な歴史的考察である。「国家形成に於ける歴史的運動も，殆ど常に周辺から内部に進む。交通や文化と同じである。かくて周辺的国家はその本質上より小さく，より古く，より早く成熟したものである。故に，この進行過程は小国家の成長であつて，周辺に於て形成され，内部の空間に到達したとき，しばしば突如として巨大に膨れ上る。それにはアメリカやアフリカの若い大国家や植民地が多くの例を与えてくれる」(Pol. G. Kap. 5, §167)。

この表現は曖昧で少々混乱しているが，要するに，周辺から中心への凝集，中心の形成から周辺への発展或は分化という二重の運動が考えられているのである。形式的には大陸内部の大空間を占める国家を胴体国家 (Rumpfstaaten) とし，辺縁部 (Rand) に形成される，分断された小空間を占める国家を肢節国家(Gliederstaaten) と命名しているが，発生的には周辺（海岸など）から力が動き，凝集すると考えるのである。

さて，中心が形成されると，それの周辺への作用が改めて問われる。「政治地理学」中の「中心と周辺への分化」という1節 (Pol. G. Kap. 5, §63, s. 121-23)に RATZEL のこれに関する考は大約その筋書があらわれている。

即ち，新しい国家が形成される場合には，新らしい中心の周囲に政治的な集中が生じ，それと共に周辺部というものが配置されることになる，それは細胞の生命に於て見られる「集中的分化」Konzentrische Differenzierung に対比される。先ずこのように中心への集中に生命・活動の源泉を見，そこから機能の発現が周辺的現象をよび起すというのである。

彼はアフリカの8乃至12戸からなる酋長国 Sandeh の例をあげている。支配者，権力中心の周囲に住居が集中し，周辺に移るにつれて疎になり，終りは空虚な境界領域 (Grenzgebiete) が，その外側には属地(Vasallengebiete)が円形を描いて現われる。

このように集落に見られる現象は，細胞の生命中に発現する過程に対比されるものがある。即ち，分割(Teilung)，分離(Sonderung)，移動(Auswanderung)，解消(Auflösung) と新生(Neubildung) である。

分割，分離に従つて共同体の数が増え，その生命力が大きくなると，交換と相互作用の発現として交通

現象が生ずる。都市成立の機構は当然この交通(移動)現象として解釈されるが，彼の場合にはそれは内と外との対立，共同体に於ける課題の分化，土地の経済的・政治的な価値の分化(空間的事情の変化）として説明される。

中心と周辺という視点に立つ彼は，当然都市と地方の間に成立する関係を一つの システムとして考察していた。いわば RATZEL の中心地理論とでもいうべきものの骨組は次の如くなる(Pol. G. §63, s. 123)。

都市と地方が分化し対立するにつれ，都市は地方に働きかけ，中心から道路が四方に延びる。都市の成長につれて道路は愈々奥地深く浸透する。こうして，集中的分化の進行と共に，中心は一層広い地域をその影響下におき，その被支配地域を益々はつきりと，その中心との関係に於て 排列させるようになり，又再形成してゆくのである (Pol. G. s. 122)。

RATZEL はこの様な都市と田園 (Land) の対比に見出されるものを次の点に集約している。1) 周辺では土地 (Boden) は均等に分布し，人口は地方 (Land) に分散しているが，都市では人口の大部分が狭い空間に密集している。2) 周辺では発展が遅く，やがて静止するが，都市では早く成熟する。3) 周辺では持続性が強く，都市では変りやすい。都市では機能の集中による分業が 早く進行する為に周辺との大きな相違が生じる (Pol. G. §63, s. 123)。

このように都市に関連して考察する場合には彼は「中心と周辺」という概念で以てしたが，国家の内部構造を論ずるのには「核心地と付属地」(Kern- u. Nebenland) という類似の，しかし別の概念を以てした (Pol G. §96)。機能的考察に於けると，形態的考察に於けるとによ る概念の使い分けと言うべきであろう。

どの様な国家でも，国家形成の核になつた古い地方と， 次第に付着して行つた新しい部分とがある。核心地はその本質上最も統一的であり，国家の特質が最も純粋にあらわれているし， 又付属地はこれとは本質的に異なつており，文化・人種などではつきりした特性をもつていることがある。

国家の成長に伴つて，時代を異にする「付属地」が付着してゆくが， 新 し い も の程大きい。従つて国家内部にその部分の大きさと性質に内的変化が生じる。アメリカの西部でも，新しい州ほど大きいのはこの例である。

RATZEL は以上の様に(Pol. G. §96, 97)，機能的に考察する 場合には「中心」をもち出し，形態的に考察する際には「核心」を用いたと 考えることができる。「周辺」と「付属地」がこれに対応するものであつた。

更に又別の補足的概念がある。辺縁部の更に向う側，即ち「外部」(Aussen) は「内部」(Innen) が小さければ小さい程大きな意味をもつてくる (Pol. G. §146)。原始的小国家 の 住民は境界地帯の 向う側の「外部」即ち敵地を強く意識している。「内部」が小さければ小さい程，それは 統一的であり，「外部」に対する相違が大きいという。こうしてみると，「内部」と「外部」はある特定の領域が 他との関係に於てもつに至る意味を捉える為に，「中心」「周辺」を補足する概念として用いられたのだと 考えるべきであろう。このような多数の同類の概念には RATZEL に特有の自在さと混乱があるが，整理してみれば，上述の如く使い分けられているといえるであろう。

## 2 周辺と周辺的器官

「内部」から「外部」に移ろうとするときには当然「境界」が姿と現わす。RATZEL はこれを「周辺的器官」(peripherische Organ) として捉えた。ここに「境界」概念の飛躍新生がある。即ち「境界は国家の周辺的器官であり，国家の成長の担手であり，且つ又国家の要塞であり，又国家という 有機体のあらゆる変容 (Wandlungen) を表現するものである(Pol. G. §64, s. 123)。

いま少しく補つておくならば国家の空間的成長は周辺的現象として，境界の 拡延という形をとつて現われてくる。古い境界は成長の担手によつて乗り超えられるものだし，指向するところに向つて伸びてゆく

国家は，いわば成長尖端とも言うべきものを繰り出す。これは他の周辺に比べると遙かに活力に満ちているものである (Pol. G. §64, s. 123)。

ところで，この様な周辺的器官としての境界の機能を彼は次にように考える。境界は国家領域，経済領域，交通領域の周辺であり，民族や国家の生命を維持する為のあらゆる資料を受け入れ又送り出すところである。だから境界を通じて常に授受が行われるので，そこに無数の道ができることになる。

従つて又，そこには防備の施設だけでなく，交易の為の施設が生じる。これら二つが動植物の表皮に当るもの，一つの著しい周辺的器官をつくることになる。即ち，貿易並要塞都市，橋と橋頭堡，堡などのコンビネーションがそれである。そしてこのような機能によつて，境界はそれによつてとり囲まれている領域の大変個性的な器官になるのである (Pol. G. §270, s. 605)。

この様な考察法はどの様な点で新しいのだろうか。従来の境界或は国境問題の考察に対して RATZEL は次の如くその皮相さを指摘している。「国境をまるで，それ自身が一つの対象であるかの如く考える人がある。まるでそれが手にとれるものか，動かせるものか，まるで切り離されたもののように考えて，政治的努力とか条約の対象にしている」(Pol. G. §200, s. 606) と。

彼の新らしい視点からすれば，周辺的器官としての境界の意義は当然内部との関係に於て求められねばならない。内部における成長のエネルギー，或は退歩・没落の力が境界にあらわれるのである。又周辺と内部のつながりを弱くする事情があると境界は弱くなるのであり，周辺を内部と強く結びつける事情がある，即ち周辺の独立性が弱いときには，却つて境界は強い。

この様に考えて彼は周辺的器官たる境界の成立について前人に見られぬ全く新しい見方を提出するに至る。即ち，中心に於ける光や波の周辺への波及力の同心円的伝播を考え，境界の成立は他の中心からの波との干渉により，互の波の消えるところに成立するのだというのである。領域の個々の部分の価値は中心から周辺に進むにつれて減じてゆくが，これは光が発光中心から周辺に進むにつれて規則的に減ずるのと同様であるというアナロジーに立脚しているのである (Pol. G. §273)。

インパルスの描く同心円的な波動を考え，2種の衝撃波の衝突・干渉に境界の成立を求めるこの新らしい見方は，第2次大戦後地理学に於ける計量革命の中心となつた HÄGERSTRAND が波動のアナロジーをモデルとして diffusion analysis を進めたことにつながる (HÄGERSTRAND, 1952)。RATZEL を diffusion analysis の遠祖とするのも無理のないところであろう。

### 3 境界の構造

諸中心からの波の干渉の地点，即ち運動の停止するところに境界が成立すると考える RATZEL の境界についての考察を，今少しく立入つて眺めてみよう。

波動は先ず同心円を描く。一つの領域が中心から周辺に同心円状に区切られた部分領域によつて形成されていると考えるのである。この同心円は一つの等力線を描くものと見ることが出来る。「境界 (Trennungslinie) は，政治的等力線 (politische Isodynamen) であつて，これが中心から出る衝力 (Impuls) が減じてくる空間と，他方境界を越えて入つてくる異種の影響する空間を区切るのである」(Pol. G. §271, s. 607)。RATZEL は境界をこのように定義している。

ここには「等力線」という新らしい概念も提出されている。RATZEL は等力線というときに，それが極めて自然的に現われている例として，ドイツ西境と首都の間に区切りをつくつているモーゼル，ザール，マイン，ウエーゼル，それとエルベの線をあげている。natürliche Abschnitt という用語は樹木の年輪を想わせるものがある。

次に境界には幅があるということ，線ではないということの指摘が必然的に続く。変動と漸移をその性質としてもつということから，「境界条」(Grenzsaum) という新概念の提唱に至る。

もともと RATZEL は境界の最も純粋な形を海岸に見ていた。「人類地理学」で境界をとり上げたとこ

ろ「諸民族の境界についての論」Anthropogeogr. I, 4. Abschn. はそのIが境界，IIが海岸となつていた。

海岸は陸と海との境界であるが，それは線ではない，日々，又季節によつて汀線は変じ，これは要するに幅をもつたものである。それは大洋の内部から押寄せる波動が決定するものであり，いわば「運動」の止まるところが境界である。彼の境界に関する思考法を支えているものは「海岸」に関する考察であると言つて差支えないであろう。

彼自身このことに関連して，I「境界」の中の §127，境界及び海岸による区分 (Grenz- und Küsten gliederung) の中でこう述べている (Pol. G. s. 180–181)。「従来人類地理学では民族境界の比較観察を余りやつていなかつた。国家境界に関してさえ余り評価吟味されていなかつた。Carl RITTER 及びその後継者ですら，海岸についての観察を，いろんな点で非常に類似している境界にまで延ばさなかつたのは驚くべきことである」と。

周知のように「個体」の問題，そこから生ずる「自然境界」の問題に近代的立場を据えたのは RITTER であり，HÖZEL, SÖLCH, MARTHE とその後継者たちが RITTER の始めた「自然領域」Naturgebiete の概念を発展させて行つた。境界問題の本流はそこにある。その人々さえ海岸と境界の関係に着想し得なかつたと言つているのであり，誇りをもつて彼は自らの独創を主張しているのである。

RATZEL は境界の一般的性質として，運動とその停止の表現，周辺としての境界の次に境界の可変性をあげる。境界は発展と後退を繰返す生活型の周辺としてあるのだから，それは本質上変動性をもつているわけである。その変動性は，地上に於ては漸移として現われてくる。

こう考えてくると，境界「線」という概念は甚だ形式的なものになつてしまう。RATZEL は境界線という常識に挑戦して，新に境界条(Grenzsaum)という概念を創つた。その趣旨は大略次の如きものである。

生物界以外の地表の現象をも含めて，異つた内容を有する領域相互，或は統一的領域相互の間には境界が存するわけであるが，境界はその一般的性質に於て漸移 (Übergaug) である。従つて境界領域 (Grenzgebiet) が生ずるのであつて，図上に引かれた線はその抽象にすぎない。こうして境界線に対して境界条という新しい概念が提出される。

海岸線・等温線・雪線・植生の等高線，民族或は国家の境界線，それらはすべて同じ性質のもので，絶えず変動しており，線ではなく幅をもつた条(Saum) だと見做すのが真実だという主張である (Pol. G. s. 538 ; Anthropogeogr. I. s. 172-175)。

彼の提出したこの境界条という概念は，今日に至るまでこの種の問題の考察に大きな功績となつて残つており，発展させられてきた。これは地域を区分する実際の作図上の方法にも一つの根拠を与え，GRANÖ (1929)，PASSARGE (1931) らの重ね合せ法その他となつて今日に至つている。それは単一のエレメントについて統一的な「地理的空間」というものを線で区切り，こうしてとり出されるある特定地域についての各種の「地理的空間」を重ね合せる。これらの境界線は互に交り或いは離れて「境界帯」Grenzgürtel とよぶべき (MAULL, 1925) ものを作る。この中の最も自然だと考えられるところに一線を画するやり方である。

ところで自然が与えた境界を探究した純粋地理学の人々も，WILHELMI (1820) のように境界線は自然には存しないもので，あるのは只移行のみだと考えるに至つたのは可成り早いと言うことは出来る。その「移行」を本質的にとらえたのが RATZEL であつた。

RITTER の「個体」の意義と自然領域及び自然境界の概念について論じた HÖZEL (1896) も条 (Saum) について論及してはいるけれども，これは RATZEL から得たもののようで，彼自身が RATZEL のこの点についての仕事に言及しているところである (s. 441)。自然的境界について論じた SÜLCH (1924) も，Grenzsaum に関する RATZEL の功を HÖZEL に従つて述べているし (s. 18)，BÜRGER (1935) も同じくこのことに触れている (s. 49)。RATZEL の境界条 (Grenzsaum) の概念は，後に政治地理学に於ては

SIEGER (1918, 1925a, 1925b)によって発展させられることになつた。

「境界」に関する RATZEL の仕事の意義は以上に於てその大筋を述べたが，いずれにせよそれは「中心と周辺」という考察法に帰着する。これは一方に於ては内と外，中心と周辺への「分化」という図式を考えながら，更に中心からのエネルギーの波及・伝播・拡散というシステムを追求するものであつた。

## II 空間の「分化」とRATZEL

「中心と周辺」という概念も，一つには中心と周辺の分化であり，空間の分化の一つの典型として考えられるものである。従つてここでは RATZEL が分化一般についてどの様に考えているのか，その大要を明にしておくことにする。

### 1 「分岐」――概念の系譜

「分化」或は分業という概念は古くから徐々に発展してきたもので，哲学・経済学・社会学に於ても生物学と共に19世紀には盛に論じられ色々の立場を生んだ。SPENCERなどを始め多くの人の議論も RATZEL に無関係であつた筈はないが，RATZEL が空間の分化を，即ち民族或は国家の空間的拡延，即ち運動という概念を媒介して独得の考を形成するに至つたについて，その経緯を明らかにしておこう。

彼の考が生物学，特に M. WAGNER に負う所が多いのはよく知られているが，彼は他にも FECHNER, CAREY, 及び BRONN の名を特に「政治地理学」中にあげて，分化の概念を規定することにつとめている (Pol. G. s. 107, 108註)。これらの名は彼の「分化」の概念形成に可成りの係りをもつているものと考えるべきであろう。

Gustav Theodor FECHNER (1801-1887)は生物学を修めたのち Leipzig 大学の哲学教授となり，実験的精神物理学を創めた人，つまり WUNDT がこれに続くことになるのだが，RATZEL はこの人を有機体の分化について深く考察を試みた (FECHNER, 1873)最も早い人だと述べている。又 CAREY 即ち Henry Charles CAREY (1793-1879) はアメリカの初期を飾る著名な経済学者で保護貿易論者として知られている人であるが，RATZEL は彼を SPENCER など DARWIN の影響を受けた人々よりも早く，社会的・政治的分化の本質を明確に指摘した (CAREY, 1873) 人だと言つている。又，BRONN，つまり Heinrich Georg BRONN (1800-1862)は1822年以来ハイデルベルクで自然史の教授となつた古生物学者である。RATZEL は生物に於ける分業の法則の発見者とされる Milne EDWARDS に比すると遙かに進んだ考えだとしてこの人の業績 (BRONN, 1858)を推し，1年後に出た DARWIN「種の起原」にその名を奪われたことを惜しんでいる。

FECHNER からは「分裂」(Spaltung) と「分化」(Differenzierung) の区別を，CAREY からは「分化」と「運動」の関連を学び，BRONN の「分業」から空間的拡延と分化という法則を政治地理学に於ても同じく重視すべきことを考えついた如くである (Pol. G. s. 108)。

さて，生物に於ける分化の法則を政治的有機体としての国家に適用するに当つて，RATZEL は生物に於けるそれと，国家民族におけるそれとが同一でないことを予め断つた上で，分岐という概念を通じて生物と国家の両者に於ける分化に結合点を見出しているのである。

生物学では分岐 (Divergenz) は夫自身では進化を意味しないで，同質のものの分出だが，空間的分離によつて進化方向の分裂 (Teilung) が起り，その終点に於て異質のものの成立，即ち分化 (Differenzierung)が実現される。政治的な分化のプロセスでも先ず分岐が即ち土地に関係した変動が生ずる。機能に変化のないこの成長(分岐)が「運動」と「平衡」を通じて，機能に具体的な形を与えるに至る「分化」のである。生物と国家のこの両者のプロセスに現われた現象は同一ではないが類似だと考えられているのである。

さて，国家の分化に於ても先ずその要素の分裂，生物における自己増殖に比すべきものが見られるが，

これはやがて空間的増加と空間的拡延によつて「外」と「内」の対立を生じ，やがて分化が生ずる。即ち距離・位置・空間充塡・土壌さらに地形に対する関係などに相違が生ずることになる。

ここから彼の政治地理学に於ける重要な問題が分化を中心として展開されてくることになるのである。即ち距離・位置・空間充塡・土壌・地形との関係を分化のプロセスに加えるところに彼の方法がある。

社会に於ける分業も終局的には地理的分裂 (geogr. Zerteilung) となるものであり，国家の成長が進むと分化のモチーフもその程度も大きなものになる (Pol. G. s. 108–111)。

さきにも述べたように，RATZEL の「分化」概念は生物学からスタートしたものだが，生物と人類に於ける「分化」の同一視をさける為に，「分岐」を媒介する概念として，土地（空間）との結合をはかり，そこに地理学的視点への手がかりを得た。RATZEL の「分化」理論を構成する分岐——運動——分化という図式の中間にあたるもの，これが M. WAGNER の「移動論」(Migrationstheorie) である。これによつて分化は伝播に転化することになる。

## 2 「移動」——M. WAGNER と RATZEL

進化に関連する M. WAGNER の議論は普通「移動論」として知られているが，詳しくは「移動論」と「隔離論」である。前者は「DARWIN 説と有機体の移動法則」(M. WAGNER, 1868) であり，後者は「地理的隔離と植民地形成が有機体の形態的変化に及ぼす影響」(M. WAGNER, 1870) である。これらを含めて関連の全論著を収めたものが後に「空間的隔離による種の成立」(M. WAGNER, 1889) として出されている。

M. WAGNER の主張するところは，有機体に於ける種や形の形成・進化が主として生物の新らしい生活空間への移動とそこに於ける隔離に基づくというところにある。DARWIN の説く自然淘汰というのも，実は植民者が長い期間にわたつて海・川・山等によつて同種族から隔離されて始めて成立つものだと言うのである。DARWIN に比較的乏しい空間的視点の強調である。

RATZEL の人類地理学・政治地理学で，この「移動論」がどの様に大きな役割を演じているかは既に度々開説してきた。又，M. WAGNER の理論を民族と社会に適用することによつて RATZEL が確立し得たところは，人類地理学第１巻第２章「歴史的運動」中の第９節「運動に於ける分化」中に最も集約的に表現されているが，それが M. WAGNER を受けつぐことの明かな点を今改めて考えてみる。

民族の成立・発展のプロセス中で，民族が外部から受けとるものは全て「分化」の中に含まれているとRATZEL は考える。その分化は分岐と隔離から成るもので，これは民族の特質の発展の予備条件であり，又民族の発展を導く条件の選択ということにもなる。

動植物の場合とちがつて，人間の場合には「移民」は集団として社会として隔離されるが故に，地理的に隔離された変種も比較的不明瞭な特徴をもつものとならざるを得ず，動植物分類学でいう種の形成にまでは至らないのだと RATZEL は考えている。

古い時代には隔離作用が著しかつたから人種の形成があつたが，人類の移動力が大きくなつた以後は，そこに生ずるのは分派 (Zweig) にすぎない。分化を生ぜしめるモメントも今日では種形成にまでは至らないが，その代りにあらゆるものを分化させようとするインパルスは歴史の進行の上に強く作用することになる。この歴史の前提となるものは人類の内的相違であり，従つて「移動理論」は世界史の基本的理論となる。RATZEL がこの様に人類・文化・社会を統一的に解釈しようとする上で WAGNER の「移動論」はその考察法の根底となつているのである。

ところが，RATZEL の著しく生態学的・進化的（生物学的）地理学を DARWIN の影響下にあるものとして捉えようとする人もある。これは甚だ快いテーマだけれども (STODDART, 1966；山野，1974)「種の起原」から無影響であつたわけではないという極めて一般的な意味以上には余り出ることは出来ず，又それには反対資料が多すぎるのである。

動物地理学を媒介しての生態学的考察法の地理学への流入も著しいし，又その様な一般的な影響，DARWIN 以後の動物地理学に於ける生態学的方法の影響は大きいけれども，地理学に於ける動物地理学的生態学的方法は既に RATZEL によつて大きく確立されており，しかもそれが又 M. WAGNER の影響の甚だしいものであることが明瞭であることから，自ら別種の考察の視点による問題とならざるを得ないのである。

又，Evolutionist がすべて Darwinist であるというわけでもない。19世紀は evolution 研究の世紀でもあり，DARWIN がそのピークとなり，決定的な金字塔を打立てたのではあつたが，全てをそこに帰するわけにも行かない。RATZEL には SPENCER や HAECKEL の影響に帰すべきものも多いが，何よりも直接的に結びついていたのは M. WAGNER であつた。

RATZEL が M. WAGNER に出会つたのは1871年の春，ミュンヘンに於てであつた。WAGNER が DARWIN 批判の二著を出した後であつた。その後の接触・討論・教示によつて RATZEL の人類地理学の構想の基本が成つたとは RATZEL 自らの弁である。RATZEL は自ら M. WAGNER の伝をも草したが (RATZEL, 1896)，その著人類地理学第1巻初版 (1882) には序文として感激的な長い献辞を誌している。そこでは彼が M. WAGNER と出会い，それ以来様々なアドバイスを得たこと，以後常に M. WAGNER と共に歩んでいる様なものだと言い，難船を救われたような感じだとさえ言つている。

地理と歴史を結びつける問題について，特に人間の Formen- und Kulturkreise の問題について WAGNER から得るところの多かつたこと，WAGNER 理論を民族生活の諸現象に適用することについて直接 WAGNER と共に討究することの出来たことについて感謝の文字をつらねている。

RATZEL が M.WANGER より受けた影響は大きい。RATZEL は M. WAGNER の残した最初の弟子だとさえ言われる。これについては少しく WAGNER の経歴を語らざるを得ないであろう (RATZEL, 1896)。

M. WANGER (1813-1887) は生物学者 Rundolf WAGNER (1805-1864) の弟であり，Rudolf の子，地理学者の HERMANN (1840-1929) には叔父に当る。M. WAGNER は15歳の時銀行見習生となり，兄の影響をうけて旅行家を志し，1835年以来アルゼリアを再度訪れ，その報告が認められて Allg. Zeitung の特派記者となつた。その間1840年 Göttingen で地質学を学んだ時に Leopold v. BUCH 並びに A. v. HUMBOLDT に会い，両者の後援で黒海沿岸旅行に出かけることになる。後，北米 (1852, 1853, 北米・中米 (1854, 55)，中南米 (1858, 59, 60) への調査旅行に出た。南米旅行は HUMBOLDT 及び RITTER の支援によるところである。やがて，HUMBOLDT の推薦でミュンヘン・アカデミの特別会員となり，又ミュンヘン大学の名誉教授 (Ehren-Professor) となり，地理学と民族学の講義を行う機会を得ることになつた。M. WAGNER の経歴上の荒筋はかくの如きものである。ところが RATZEL の経歴は正しく WAGNER のそれに瓜二つともいうべきものであつた。薬剤師見習——旅行家——Köln 新聞特派記者——アメリカ旅行——地理学教授という全く類似の経歴をもつ RATZEL は WAGNFL の人にも学説にも強く共感するところをもつていたに相違ない。

RATZEL と M. WAGNER の学説上のつながりを評価して，WAGNER は HUMBOLDT 及び RITTER を RATZEL に結んだ人だと言われる (BECK, 1973)。WAGNER は古典地理学を近代地理学に橋渡しする役目を荷つたのであり，WAGNER の著作こそが地理学の新時代の第一声だつたという。この点については RATZEL 自身が WAGNER を以て RITTER の道の上で一般地理学を本質的に推進した人だとしているのでもある (RATZEL, 1921, X)。

いずれにしても，RATZEL の地理学に於ける生物学，進化学，生態学の影響を考える上で M. WAGNER を看過して論ずることは不可能なのであつた。始め DARWIN に傾到した RATZEL も1871年以後 M. WAGNER の線上を歩むに至る。DARWIN の"淘汰説"をすて，移動—隔離—分化(伝播)を中心概念としたのである。

彼の「人類地理学」の基本構想となつているこの人類と文化の移動理論はどのようなものだろうか。彼の説く「運動に於ける分化」(人類地理学，第1巻（第3版）p. 123-134) は，分化による「領域」の歴史的個性化を説き，次にはこれを越えて，又この個性的なものの伝播・拡散を，即ち地表の統一化を説くに至つている。

民族が成長して行き，その住地が広い空間に延び拡がつてゆく場合に，民族自身も互に反撥する部分に分れる(内的分化)が，異つた生活条件の下で活動することによつて住地の分化，労働分化ともいうべきもの(外的分化)が生ずる。分化の生ずるこのプロセスを彼は M. WAGNER の移動理論と隔離説によつて考えるのである。

ところで，移動し拡大する民族は文化の発展につれ一層土地に結びつく。内的分化も外的分化も空間的な分化として現われる。海・山・陸のいずれによるかを問わず，自然の障壁で区切られた様な空間，即ち RITTER が Naturgebiet とよび，又他の人が geogr. Provinz とよんだ様な空間，そして RATZEL が natürl.umgrenzte Gebiete (Pol. G. 7, Abschn.) とよんだところのものは，勿論人間の生活と歴史を個性化せしめることになる(histor, Individualisierung)。その様な自然領域でなくても，「位置」は民族をして一定の性質をもつた領域をつくり出さしめるし，障壁がなくても民族や国家がその空間に根を張り固着していると，一つの自然領域とも言うべきものを生み出すようになる。このように人間の移動が政治的個体，政治的肢節をつくり，個性的な空間，geogr. Provinz を生むことになる。RATZEL の空間分化についての移動論的解釈は以上の如くである。

しかし RATZEL はこのところに止つてはいない。geogr. Provinz が形成されるにしても，人間をそこにとらえておくのは一時的にしかすぎず，人間は更に又外部に延び拡がつてゆく。人間には分離(absondern)する力よりも平均化し，統合(vereinigen)する力の方が強いのである。人間の努力によつてステップにも灌漑が行われ，やがて肥沃となり他の空間と平均化される。土地と同じく人間も人種・種族の別を問わず，結局は Einheit に近づく。

Ratzel は当時の地理学界でその価値を取上げられていなかつた MARSH (1877) と WIMMER (1885) を，人間の仕事がつくり変えてゆく Landschaft と，それによつて人間が統一的 (einheitlich) になつてゆくプロセスを取上げたものとして注目していることでもある。

RATZEL は自らは diffusion という言葉を用いなかつたが，移動――隔離――分化という一環のプロセスと，そこに形成されたもの，種・文化・或は領域が更に「中心と周辺」に於て考えられた力の波動によつて外部に拡散されてゆくプロセスを考えるのであつた。

## III 伝播と拡散――RATZEL と HETTNER

「分化」「拡散」の研究を中心として RATZEL がもつている地理学史上の地位，他に及ぼした影響を手短かに概観しておくことにする。

第2次大戦後，世界の地理学は新しい出発を試みる為にそれ以前の地理学を真剣に再評価することにつとめた。アメリカを中心として New Geography を目指す人々は，1960年代を中心に，古きもの，否定されるべきものとして HETTNER をあげ，新しきもの，追求されるべき方向として RATZEL に始まるものを指している。前者を chorological differentiation 研究，後者を spatial diffusion 研究を中心とするものとするのである。この両者の本質を指示す為に，尚人々は類似の多少異つた様々な表現を以てしているが，要するに chorology と diffusion 研究の対置である。

この chorological differentiation という概念も甚だまぎらわしいところがあるから，少し断つておくとすると，unique だと考えられている地表の諸地域の研究を地理学の目標とする学派の中心概念だとしているのである。地域的な「分化」の研究でなく，分化の結果としての個性化された地域を目標としている考方を指示そうとしているのである。

地理学を法則定立的なものとせず個性記述的な方法をとるものとして HETTNER によつて確立され，HARTSHORNE が敷衍したところのものである。これを SCHAEFER (1953) は繰返して起らない唯一的な個性的なもの，即ち uniqueness の追求だとして，exceptionalism (例外主義) という酷評を与え，その研究の主要部をなしているものに “chorological differentiation” なる概念を当てたのであつた。

HETTNER, HARTSHORNE につながる考方を例外主義と呼んだ人々は，法則追求の必要を強く要求していたのである。この様な人々は RATZEL が分化，中心と周辺などの概念を用いて追求した「移動」「運動」(拡散)の理論を “spatial diffusion” の研究と名付け，diffusion analysis など今日の新しい研究手法の祖先に RATZEL の名をあげるのである。

SCHAEFER に始まる一連の議論は，細部に於ては多くの疑問を含み，HARTSHORNE からも反論が出ている (HARTSHORNE 1955)が，RATZEL と HETTNER の対置とみるとき，その示唆するところは多い。

文化史の LAMPRECHT，実験心理学の WUNDT と Leipzig 大学で並び立つた RATZEL (1886–1904) 時代は少し下がるが，経済学，社会学の WEBER 兄弟，西南ドイツ学派をつくつた哲学の WINDELBAND, RICKERT と Heidelberg 大学に並び立つた HETTNER (1878–1928) は夫々の思想的背景をその同僚達の中に象徴的に示しているようである。

RATZEL の研究法を diffusion の研究とよぶのは特に民族学の分野に於て著しい。19世紀後半に民族学が大きく前進し始めたとき，その進化主義的とよばれる一派，BASTIAN, TYLOR, MORGAN さらには SPENCER らが，data を時間に従つて普遍的体系に作り上げようとするものだとすれば，RATZEL は民族・文化の要素の空間的分布を，移動を通じて追求するもの，即ち diffusionist だとされている。

地球上の諸所方々に類似の文化形が認められることについて，もともと人類には共通の発明力があることにもよるが，後に加わるのは主として移動・商業・交通などによる歴史的伝播つまり diffusion によるのだというのが Georg GERLAND (1833–1919) の考 (GERLAND, 1875) であつた。

RATZEL はシュトラスブルグに於けるこの同僚の考に組すると同時に，Anthropologische Geographie という名も，この人類学者のアドバイスによるのだという (MÜHLMANN, 1968 s. 124)。然しこれはどうであろうか。KÄMTZ (1842) に始まるという説がある (PAFFEN, 1959)。とに角，一般的には RATZEL の人類地理学を構成する二大支柱の一つは，先に述べた M. WAGNER の移動論であり，二つには GERLAND の伝播説だとされている。この点についても奇妙なことには，GERLAND は後に人間並びに人類地理学を地理学 (geogr. Wissenschaft) から除外すべしという，今日でいう地球科学的立場をとつて学界に論争の種子を蒔くことになつた (GERLAND, 1887)。

それはさておき，諸民族の文化，特に文化形を，相互の影響・移住と重層で解釈しようとするのが RATZEL の立場であつた (RATZEL, 1887, 1891b)。この diffusionist RATZEL の影響は文化圏 (Kulturkreis) 或は文化領域 (culture area) 概念の展開となつて今日につづいているのである。

RATZEL の直接の門下であつた H. SCHURTZ, A. VIERKANDT 等と共に L. FROBENIUS (1873–1938) は文化圏の概念を確立する (FROBENIUS, 1897, 98)。文化圏説はさらに GRAEBNER の文化層概念によつて補充され (GRAEBNER, 1911)，W. SCHMIDT (1868–1954) につづくウィーン学派の中に定着する。このような経路をとる (MÜHLMANN, 1968)。

一方アメリカに於ても文化領域 (culture area) を移住と伝播を通じて把握しようとする試みは WISSLER, C. (1927) や KROEBER, A. L. (1939) を通じて次第に新しい分野を開拓して行くことになる。

民族学・人類学の分野で diffusion 研究は強力に推進されるに至つたが，所謂地理学の分野でこれを RATZEL から受継いだ人々も甚だ広汎に及ぶことはよく知られている。SAUER の栽培植物に於ける (1952)，DICKINSON の town system に於ける (1951)，TAYLOR の人種に於ける (1937) 研究はいずれも diffusion の一般理論の確立につとめたものだが，遠くその源が RATZEL にあること，又アメリカの TURNER の “Frontier”，(fringe) の研究を媒介して，BROEK の土地利用変化 (1932)，WHITTL-

ESEY の sequent occupance (1929) や CORNISH (1923), BOWMAN (1921)の border region となる (HARVEY, 1967)。イギリスに於ける政治地理学の MACKINDER(1917)の nodal centre を重視する理論も RATZEL の影響の下に考えられるべきものであることは明白である。

以上の如く RATZEL の「分化」研究は今日の民族学・人類学における diffusion 研究，地理学における spatial view の展開の根源となり，文化地理学・社会地理学さらに経済地理学に新しい基礎を与える動きを生んでいると言うことが出来る。そして「中心と周辺」の考察はこれまで指摘されることがなかつたが，RATZEL の「分化」と diffusion 研究の核心を形づくつているものであつたのである。

(1975年1月24日受理)

(1975年1月24日受理)

## 参考文献


BECK, Hanno(1953) : Moritz Wagner als Geograph. *Erdkunde*, Ⅶ. s. 125–127.

——(1973) : Geographie ; Europäische Entwicklung in Texten und Erläuterungen. Freiburg/ München, s. 256, 257.

BOWMAN, I. (1931) : The pioneer fringe. N.Y.

BROEK, J. O. M. (1930) : The Santa Clara Valley, California; a study in landscape changes. Utrecht.

BRONN, H. G. (1858) : Morphologische Studien über Naturkörper.

BURGES, E. W. (1927) : The determination of gradients in the growth of the city. *Publ. Amer. Sociol. Soc.* **21**, p. 178–184.

BÜRGER, K. (1935) : Der Landschaftsberiff; Ein Beitrag zur geogr. Erdraumauffassung. Dresden (Dresdener Geogr. Studien Hetft 7).

CAREY, H. C. (1858–60) : Principles of social science. 3 v.

CHRISTALLER, W. (1933) : Die zentralen Orte in Süddeutschland.

CORNISH, V. (1923) : The great capitals. London.

DICKINSON, R. E. (1951) : The West European city. London

FECHNER, G. Th. (1873) : Einige Ideen zur Schöpfung-und Entwicklungsgeschichte der Organismen.

FROBENIUS, L. (1897, 98) : Der Westafrikanische Kulturkreis. *Pet. Geogr. Mitt.*

GERLAND, G. (1875) : Anthropologische Beiträge. 2v. Halle.

GERLAND, G. )1887) : Vorwort zu "Beifräge zur Geophysik" Bd. I. Stuttgurt.

GOETHE, J. W. v., (1825) : Versuch einer Witterungslehre.

GRAEBNER, F. (1911) : Methode der Ethnologie.

GRANÖ, J. G. (1929) : Reine Geographie. eine methodologische Studie. Soc. Geogr. Fenniae. *Acta Geogr.* 2, 2, Helsinki.

HÄGERSTRAND, T., (1911) : The propagation of innovation waves. Lund Studies in Geography. Ser. B. *Human Geogr.* 4, Lund.

HARTSHORNE, R. (1955) : "Exceptionalism in geography" re-examined. A. A. A. G. **45**, p. 205–44.

HARVEY, D. (1967) : Models of the evolution of spatial patterns in human geography. in : Models in geography, ed. by R. C. CHORLEY & P. HAGGETT.

HÄZEL, E. (1896) : Das geographische Indiuiduuum bei Karl Ritter und seine Badeutung für den Begriff des Naturgebietes und der Naturgenze. *Geogr. Zeitshrift.* s. 378–96, 433–44.

HOWARD, E. (1902) : Garden cities of to-morrow. London

KÄMTZ, L. F. (7842) : Artikel "Erde" in J. S. Ersch u. J. G. Gruber, Allg. Encyklopädie & Wiss. u. Künste. I. Lpz.

KOHL, J. G.(1814) : Der Verkehr und die Ansiedlungen der Menschen in ihrer Abhängigkeit von der Gestaltung der Erdoberfläche. Dresden/Leipzig.

KROEBER, A. L. (1939) : Cultural and natural areas of native North Ameriea. *Univ. of Calif. Pub. in Am. Arch. and Ethn.* **38**.

LAUTENSACH, H. (1952) : Der geographische Formenwandel ; Studien zur Landschaftssysema-

tik. Bonn. (Colloquium Geographicum, 3).
MARSH, G. P. (1877) : The earth as madified by human action.
MAULL, O. (1925) : Politische Geographie. Berlin.
MÜHLMANN, W. E. (1968) : Geschichte der Anthropologie. 2. Aufl. Bonn.
野間三郎(1963) : 近代地理学の潮流, 大明堂.
PAFFEN, K. H. (1949) : Stellung u. Bedeutung der physischen Anthpopogeographie. *Erdkde.*
PASSARGN, S. (1931) : Die Bedeutung der beschreibenden Landschaftskunde für die Geographie und deren Nachbarwissenschaften. *Geor. Angzeiger,* **32.**
RATZEL, Fr., (1882) : Anthropogeographie, I. Stuttgart.
——(1887) : Die geographische Verbreitung des Bogens und der Pfeile in Afrika. Ber. über die Verhandl. Königl. Sächs. Gesell. d. Wiss. zu Lpz., philos. -histor. Klasse. 39.
——(1891a) : Anthropogeegraphie. II. Stuttgart.
——(1891b) : Die afrikanischen Bögen, ihre Verbreitung und Verwandtschaften. Abhandl. d. philolog. -histor. Klasse. d Kgl. Sächs. Gesell. d. Wiss. zu Lpz. 13.
——(1896) : Moritz Wagner. *Allg. Deutsch. Biographie.* v. 40, S. 532-43.
——(1897) : Politische Geographie, Munich u. Lpz. 2. Aufl. 1903.
SAUER, C. O. (1952) : Agricultural origin and dispersals.
SCHAEFER, F. K. (1953) : Exceptionalism in geography; a methodological examination. *A.A.A.G.* **43,** p. 226-49.
SCHMIDT, W. (1937) : Handbuch der Methode der Kulturhistorischen Ethnologie. Münster.
SIEGER, R. (1918) : Zur politisch-geographischon Terminologie. *Z. Ges. Erdkd. Bln.,* 1917/18, s. 497-529, 548-570.
——(1925a) : Natärliche Greuzen. *Pet. Geogr. Mitt.* **71.**
——(1925b) : Die Grenze in der politischen Geographie. *Z. Geopol.* **2,** s. 661-671.
SÖLCH, J. (1924) : Die Auffassung der "natürlichen Grenzen" in der wissenschaftlichen Geographie. Innsbruck.
STEINMETZLER, J. (1956) : Die Anthropogeographie Friedrich Ratzels und ihre ideengeschichtlichen Wurzeln. Bonn. (*Bonner Geogr. Abhdl.* **9**).
STODDART, D. R. (1966) : Darwin's impact on geoglraphy. *A.A.A.G.* **56,** p. 683-98.
TAYLOR, G. (1937) : Environment, race and nation. Toronto.
THÜNEN, J. H. v. (1826) : Der isolierte Staat in Beziehung auf Landwirtschaft und Nationalökonomie, Hamburg.
TURNER, F. J. (1893) : The significance of the frontier in Amerikan history.
WAGNER, M. (1868) : Die Darwinische Theorie und das Migrationsgestz der Organismen. Leipzig.
——(1870) : Ueber den Einfluss der geogr. Isolierung und Colonienbildung auf die morphologischen Veränderungn der Organismen.
——(1889) : Die Entstehung der Arten durch räumliche Sonderung.
WHITTLESY, D. (1929) : Sequent occupanee. *A.A.A.G.,* **19,** p. 162-165.
WILHELMI (1820) : Ideen über Geographie.
WIMMER, J. (1885) : Historische Landschaftskunde. Innsbruck.
WISSLER, C. (1927) : The culture area concept in social anthropology. *Amer. J. of Soc.* **32.**
山野正彦(1974) : Ch. DARWIN における生物の空間的配列研究——近代地理学における Chorologie の系譜, 人文地理, **26,** p. 34-65.

地学雑誌 84, 2 (1957)

# 海底砂州における微地形の発達 (1)

## ——イノサキノツガイと小与島東方海底砂州——

茂 木 昭 夫* 岩 崎 博*

**Evolution of Micro-topographies on Two Submarine Sand Banks in Bisan Seto (2)**

Akio MOGI* and Hiroshi IWASAKI*

**Abstract**

A number of sand waves and mega-ripples are found on two submarine sand banks (Inosakinotsugai and a non-named bank eastward of Koyoshima) in Bisan Seto means of a side-scanning sonar (Bottom Sonar) and echo sounding.

Straight type sand waves developed on Inosakinotsugai and winding typed ones developed on the non-named bank. The former are arranged at right angles to the direction of the strongest tidal stream flowing over Inosakinotsugai. The latter show a composite pattern consisting of main sand waves having NW-SE trend formed by the strongest tidal stream flowing along the south wing of the bank and subsidiary sand waves having NNE-SSW trend generated by the strongest tidal stream flowing along the north wing of the bank.

On the other hand, those banks have areas of mega-ripples independ of the areas of sand waves, though both areas are overlapping at their boundaries. Mega-ripple areas cor respond to the area of granule and gravel, and sand wave areas correspond to the area of coarse and medium sand.

### I 海底微地形の調査

潮流のある砂質の海底に，互に平行に配列した砂丘状の地形 (sand wave) が発達していることは，音響測深儀による連続海底断面の調査から判明してきた事実である。わが国で最初に本格的に研究されたのは，1962年の水路部の備讃瀬戸の調査であるが，この調査において筆者等(茂木・加藤，1962)は，ほぼ直線状に連続した峯をもつた sand wave が，多数互に平行に配列し，その峯の方向は潮流の最強時の流向に，ほぼ直角であることを示した。

しかし多数配列した sand wave は，それぞれ類似の断面形をもつているために，非常に密な測深網とはいえ，1つの測線断面の記録の中の特定の sand wave を，類似の断面形をもつた隣接測線の記録の中から探し出すことは，実際には大変難しい。測線間隔に対して sand wave の規模が小さくなればなる程その連続追求は益々困難になる。大槌島の南に見られるような特定の大規模な sand wave は，間違いなく追跡できるが，これらが直線連続的に潮流に対し直角に互に平行に配列しているからと言つて，規模の

* 海上保安庁，水路部 Hydrographic Department, Maritime Safety Agency

小さい sand wave も同様に類推してよいとは限らないのである。

延長の短かい sand wave が断続的に配列しているかも知れないし，曲りくねつて続いていないという保証もないのである。ここに海底断面しか与えない音響測深法の，微地形調査における限界がある。

水路部で今回使用したボトム・ソーナは，次節に述べるような機構を有し，海底地形を面としてとらえることのできる，画期的なものである。したがつて前述のような音響測深法によつては困難な問題が，本器を使用することによつて確実に解明することができる。

音響測深法に基づいた前回(茂木・加藤，1962)の調査において，解明することのできなかつた問題点をまとめれば，次のような事項があげられよう。

① 直線状の sand wave は，果してどのような方向に配列するか。

② 直線連続型のもの以外に，どのような type のものがあるか。両者の分布パターンはどうであろうか。

③ sand wave に共存している sand ripple の平面形や分布パターンはどのようなものであるか。

④ このような sand ripple は，sand wave との間にどのような共存関係をもつているか。

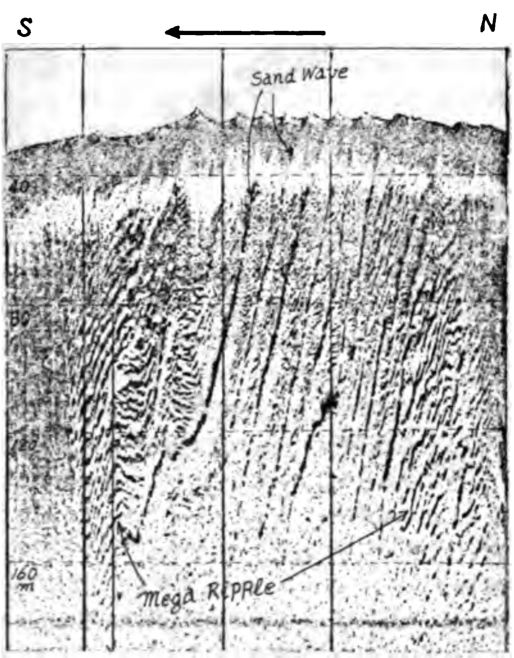
今回はこのような問題の解明に焦点をあてて，備讃瀬戸の西部にあるイノサキノツガイと，小与島の東方にある海底砂州についての調査結果を述べ，sand wave の形成機構について若干の考察を加えた。

## II　ボトム・ソーナの機構と効用

音響測深では，超音波が直下からはね返つて，航跡に沿う連続断面を自動的に得ることができるが，その調査はあくまでも線的である。超音波を斜めに海底に向けて打ち出し，海底での散乱波を観測して，面的に海底を調べようという技術は，1961年に英国で初めて開発された。1964年には米国と日本でも成功し，日本では地質調査所がこれを導入開発し，ボトム・ソーナの名で実用に供するようになつた(中条1961，1968)。

その概略を述べると，船尾から約 50m の距離に曳航された送受波器から，指向性の超音波を海底に斜めに打ち出す。この超音波のビーム幅は，水平面内では 1.5° と非常に鋭く，垂直面内では 35° と割合に広い扇形のもので，指向軸の伏角は 15° ぐらいである。海底に斜めに入射した超音波は，普通は反射したり屈折したりして送受波器にもどつてこないのであるが，海底地形に起伏があつたり，障害物があると，超音波の散乱が起つて僅かではあるが，送受波器にもどつてくる。これを受信，増幅して記録させると，起伏の面が送受波器に向いた側では，散乱波が強いために黒く記録され，反対側の面は超音波の影の部分になるため白くなり，白黒の濃淡で海底地形の微細な起伏があらわされるのである。

第1図はイノサキノツガイの記録の1例を示したものである。上部の断面は音響測深と同じように，送受波器の真下の海底からの反射波による海底断面で，これに直交する側方の黒白濃淡で示さ




第1図　ボトム・ソーナの記録(イノサキノツガイ)
北から南へ矢印の方向に船が進む時の左舷側方約200m 幅の海底記録．同時に右舷側方海底も記録している．

れている部分は，側方海底(ここでは 200m 幅)からの散乱波による海底起伏の様子を示している。ここではやや幅の広い黒い部分と白い部分が一組になつて，斜め方向に配列しているが，これは大規模な sand wave であつて，黒の部分は船の方に向いている側の斜面を示し，白の部分はその背面で，その境をなす線は断面の sand wave の峯から続いていることから分るように，sand wave の峯線である。多数の小規模な ripple が見られ，同じように船の方を向いた斜面が黒く記録されているが，これらが船の進行と共に連続的に記録されるので，特有の見事な縞状のパターンがあらわれるのである。

このようにボトム・ソーナによると，船の側方数 100m の幅を面として調査でき，あたかも航空写真に見るような黒白濃淡で表現するので，海底微起伏の面的なひろがりや立体的な形態をとらえることができる。それだけでなく，濃淡のトーンは表面底質の種類を反映し，岩石表面の選択侵食に基づく細かい刻みは，地質の種類や構造(断層・褶曲)等をしばしば反映するので，海底地質の調査にも有用である。また海底における水中構造物たとえば海底ケーブルや沈船など，その状況調査や捜査にも活用され，最近米国では大出力のソーナを，大陸斜面や海底谷，海底地辷りなどの深海底調査にも使用するに至つている (R. H. BELDERSON et al 1972)。

## III　調査地域の海底地形・地質

### a.　備讃瀬戸西部の概略

備讃瀬戸は東の播磨灘，西の燧灘の間に介在する叢島区で，多くの島々が散在し，潮流侵食の影響によつて海釜や海底砂州の発達した，複雑な海底である。とくに調査地域である備讃瀬戸西部は，桑代 (1959) や本座ら(1970)によつて，瀬戸内海を東西に分けた過去の分水嶺と言われている所で，深さも浅く海底地形の複雑さもとくに著しい。

第2図は調査地域であるイノサキノツガイおよび小与島東方の海底砂州付近の海底地形を示したものである。第2図で分るように，当海域には深さ約 50m で示される深みの帯(海底水道)が，瀬戸の中央を東西に走り抜けている。この水道は更に両側に延びて，それぞれ播磨灘，燧灘に通じ，備讃瀬戸航路と呼ばれる瀬戸内海の幹線航路として利用されている。これよりも浅い水道が，与島・三ツ子島付近から分れて，北方水島に向うもの(水島分岐航路)と，牛島の南を備讃瀬戸航路に平行に西へ向うもの（備讃瀬戸南航路)とがある。

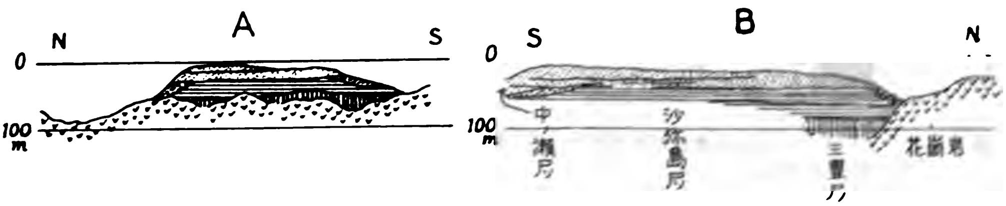
ここの海底地形を特徴づけているのは，これらの海底水道が，島と島の間を通過する時や，岬・島に近接した所で，楕円形にえぐられたすり鉢状の深みすなわち海釜を作つていることである。深さ 82m に達する与島と三ツ子島の間の海釜と本島と牛島の間の海釜は，その代表的なものである。もう一つの特徴は，この東西方向の深みの帯の両側に，これに平行した浅瀬すなわち海底砂州を作つていることである。これらの海底砂州は，海釜が島などの陸地に関連して存在しているのと同じように，島や岬から水道に平行にのびる特徴がある。牛島と三ツ子島を結ぶ砂州，牛島から西方高見島に向う砂州，小瀬居島から東にのびる小さな砂州は，海底水道の南側をふちどる海底砂州である。

一方小与島と釜島から東方にのびて，逆くの字型に合流し，そのまま大槌島に向う砂州は，水道の北側をふちどる海底砂州と言うことができる。すなわちこれら全体の地形は，ちょうど大規模な陸上河川の河床とその両岸の自然堤防を思わせるものがある。そして現在流れている潮流は，この水道の帯に沿つて最強2～4ノットの速さで，東流・西流を6時間毎に反ぷくしている。このような現在の潮流と海底地形との一致した関係は，一見海底地形を現在の潮流作用の結果に帰し易いが，事実はそう簡単ではない。

本座ら(1970)の音波探査の結果によると，下津井海岸から櫃石島・与島・三ツ子島・沙弥島をつないで，広く基盤の花崗岩が海底に露出している。与島と三ツ子島の間の海釜は，この花崗岩をえぐつてつくられており，花崗岩の巨礫，大礫がそこに散在している(星野・岩渕，1963)。この海釜から東方小瀬居島の北側に続く水道底は，矢張り花崗岩の露出した起伏のある海底で，表面に薄く礫をのせている。この地




第2図　備讃瀬戸西部の海底地形
等深線：m，潮流矢符：ノット，網点域：調査地域




第3図　海底地質構造（本座・加賀美・奈須：1970による）
A；イノサキノツザイ基部　B；小与島東方砂州南西部（室木島から南方に至る断面）

域の基盤をなす花崗岩の表面はかなり起伏に富んでいるが，この上にほぼ水平に3層の堆積層が音波探査で明らかになった（第3図）。最下部層は鮮新世ないし一部大阪層群に対比されると思われる軟砂岩・軟シルト岩からなるもので，西讃側陸上部に分布する三豊層群に相当する。その上限は－60～80mの深さに水平で，海釜部などの花崗岩周辺に露出している。この上に重なる地層は，軟砂岩・軟泥質岩の互層からなるもので，瀬戸内海から多産する象化石の包含層と見られ，沙弥島層と呼ばれている。この沙弥島層

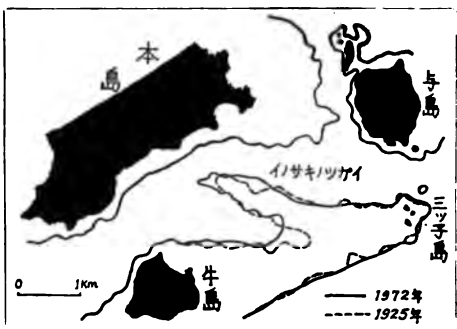
は，沙弥島から小瀬居島にかけての海底水道に広く露出し，本島・牛島間の海釜や，水島海底水道にも露出する。最上部層は −30〜40m のほぼ水平な侵食面の上に不整合に重なる堆積層で，中ノ瀬層と呼ばれる。この中ノ瀬層は一部で −20〜30m を境に，上・下二層に分れ，試錐結果から上部層は砂質堆積物，下部層は砂・泥互層と判断される。この上部層が沖積層に相当するという。海底水道を除いた浅い海底は，すべてこの中ノ瀬層のおおう所で，研究対象とする海底砂州の表面がこの層からなることは言うまでもない(本座ほか，1970)。

**b.　イノサキノツガイと小与島東方砂州の地形々成過程**

研究対象になつているイノサキノツガイと小与島東方砂州は，それぞれ中央の海底水道の両側にほぼこれに沿つて発達した堆積地形の一部であるが，その内部構造は下部から三豊層・沙弥島層・中ノ瀬層と，水平に重なつた数 10m の厚さの堆積構造からなるのであつて，現在の潮流によつて堆積されたと思われる部分は，表層に過ぎずせいぜい 10m 前後と考えられよう。本座ら(1970)は砂州斜面部には，沙弥島層の2次堆積物と思われる斜面堆積層が中ノ瀬層におおわれているということを明らかにした(第3図)。このことは中ノ瀬層堆積以前(沙弥島層堆積期)にも，現在とほぼ同じような堆積地形を呈していたことを示し，砂州の地形はかなり長期にわたつて形成されてきたことを物語る。

次にこのような堆積構造をもつた海底砂州の延び方向を見てみよう。海底砂州を島との関連でみると，海底水道に平行した牛島西方の砂州と牛島から三ツ子島にのびる砂州は，共に両側の海底水道を流れる潮流(約3ノット)の西流および東流が，島陰の弱流地域に堆積を生じて形成されたものである。

注目すべきことはイノサキノツガイが，これらの海底砂州と異なり，斜めに海底水道の中に突込んでいることである。イノサキノツガイが三ツ子島から西方にのびていることから，この海底砂州が三ツ子島に関連したものであり，与島・三ツ子島間の峡部を通る4ノットの西流に帰因した漂砂に基づく堆積地形であろうことは，容易に推定できる。普通ならば牛島からのびる砂州と重なる所であるが，方向が違うために食い違いが生じているのである。水路部の潮流観測結果によると，潮流は与島・三ツ子島間の峡部を通つた後，水島海底水道を北流するものと，中央水道をそのまま西流するものに分れる。この分岐部では，分岐水路への流入部で生ずる蛇行の影響が，本流を著しく本島寄りに曲流させる効果を生む。したがつてこの西流によつて三ツ子島の陰に堆積してつくられる砂州は，この流路に沿つて西へのび，海底水道の中に突き出す結果となるのである。一方東流はこのような特殊な条件がないから，水道に沿つて東北東に流れ，牛島から東にのびる砂州の形成に与つた。以上の考察からイノサキノツガイの異常な延びの方向は，分岐水路の影響による西流の曲流々路に支配され，西流と東流の流路の食い違いが，砂州方向の食い違いを生じたと判断される。




第4図　イノサキノツガイの最近の地形変化
(−20m 等深線による)

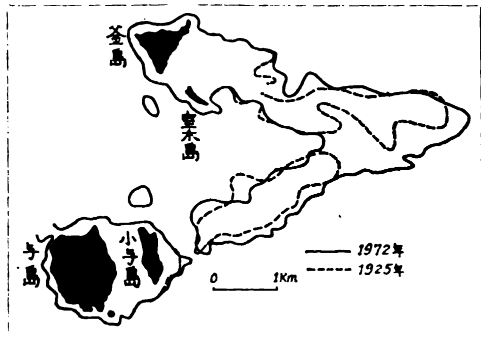
このような条件の下に形成されたイノサキノツガイは，現在もなお成長を続けている。第4図は1925年と1972年における−20m 等深線を比較したものである*。1925年当時のイノサキノツガイの地形は，南側に緩く彎曲した輪廓を示していたが，1972年には砂州頸部の彎曲はそのままであるが，その先の方では先端部が西へのびると共に北側に堆積を生じて，逆に緩く北方に彎曲した形をとるに至つた。

この輪廓は与島・三ツ子島の峡部を通過した後の潮流の曲流々路と一致するものである。

* −20m 等深線は海底砂州の輪廓を最もよく代表しているためである。1925年のものは錘測であり，1972年のものは音測であるが，等深線は非常によくあつていて比較誤差は小さいものと思われる。

この変化はイノサキノキツガイが，潮流に対する平衡関係を更に前進させたことを示すだけでなく，地形から判断されたような三ツ子島から西へ向う漂砂堆積作用が今なお進行している事を示す。

小与島東方の逆くの字型砂州は，南の小与島と北の釜島・室木島に関連してその東側に形成された海底砂州である。いずれも東流によつて作られたものであるが，北側の下津井瀬戸（4ノット）から流れでたものと，南側の中央水道に沿う流れとが方向が異なるために合流したものである。その間の事情は1925年から1972年までの約50年間に起つた最近の変化から具体的に知ることができる。第5図に見る通り1925年には，小与島からのびる海底砂州と，釜島からのびる海底砂州とは，未だ間に－22mの深みをへだてて完全に離れていた。1972年にはこれが完全につながつてしまつているから，この砂州が逆くの字型の輪廓を完成したのは極く最近であることが分る。この大規模な最近の変化の傾向を見ると，イノサキノツガイの場合と同じように，砂州先端部での成長が最も顕著で，そのため両者がつながつてしまつた事を示している。このことは矢張り漂砂の源が小与島および釜島方向であることを裏付ける。もう一つは堆積地域が逆くの字型の外側であつて，内側にはむしろ侵食の傾向が見られることである。これも亦釜島・小与島間を流れる東西方向の潮流の東流の影響を示すものであるが，とくに中央水道に接する南側斜面に沿う連続した堆積地域の発生は注目に値しよう。

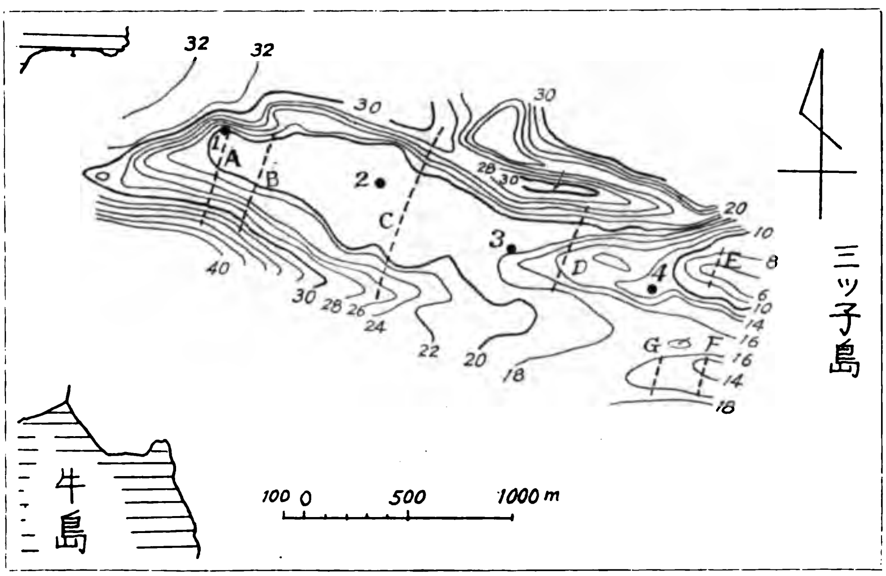



第5図　小与島東方砂州の最近の地形変化
（－20m 等深線による）

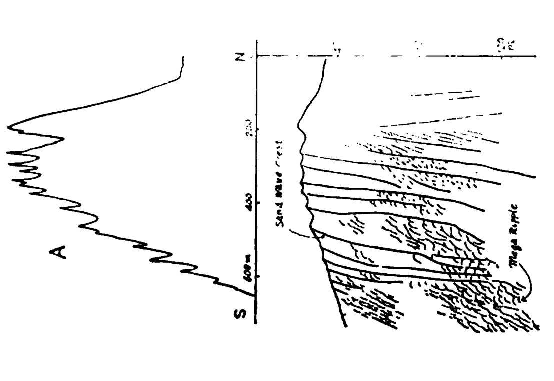
## IV　イノサキノツガイの微地形

### a.　音波記録に見られる海底微地形の特徴

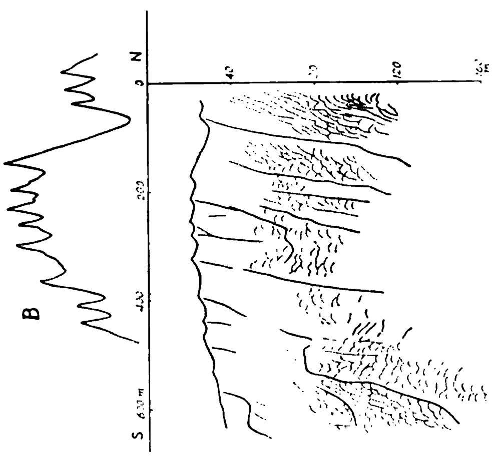
第6図はイノサキノツガイの地形を 2m 等深線で表わしたものである。イノサキノツガイは，僅かに



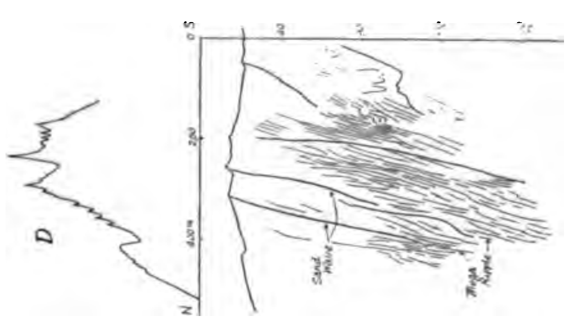

第6図　イノサキノツガイの海底地形
破線（A—G）：第7図～第13図の測線　　黒丸(1—4)：底質採取点



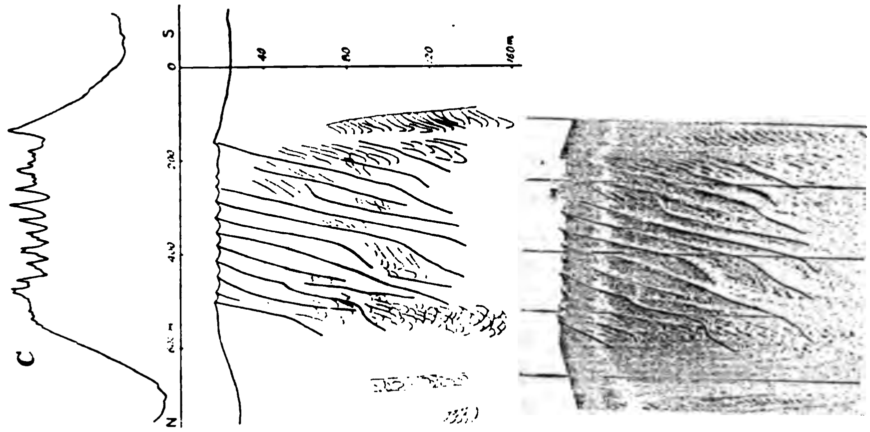

第7図　記録A



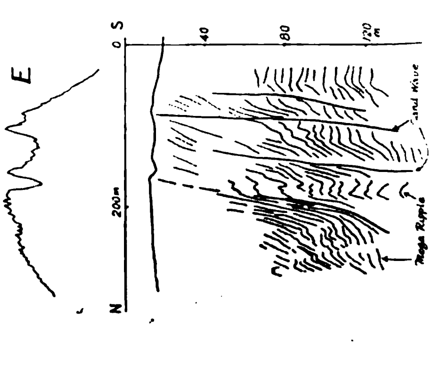

第8図　記録B



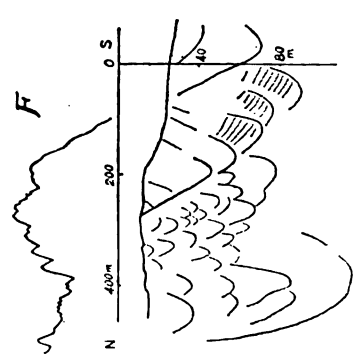

第9図　記録D



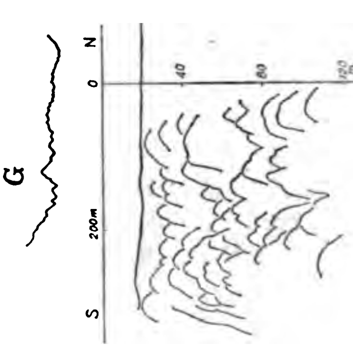

第10図　記録C
上：音測断面
中：ボトム・ソーナを記録をトレスしたもの
下：ボトム・ソーナ記録




第11図　記録E




第12図　記録F
(バルハン型 sand wave)




第14図　記録G
(バルハン型 sand wave)

北方に彎曲しながら三ツ子島から西南方向にのびる海底砂州で，周囲はなめらかな急斜面によつて画されている。砂州の表面は三ツ子島から先端部に向つて深さを増すが，砂州のつけ根の所から先端部にかけては，－18～20m の著しい平坦頂をなす。この平坦頂は航路維持のための人工的な浚渫の結果として表われたものであるが，それにもかかわらず砂州の表面は，直ちに発生した sand wave によつて一面おおわれている。

第7図～第13図は，第6図の各測線の海底地形断面(上)と，ボトム・ソーナの記録(下)を，砂州の先端から三ツ子島付近まで順次配列したものである。

砂州の先端部(第7図)では，波高約 1.5m，波長約 30m の多数の sand wave が，砂州頂部だけでなく，南側斜面にわたつても発達している。北側斜面には存在しない。ボトム・ソーナの記録を見ると，この著しい sand wave は直線状につらなつていて，各 sand wave は互に平行した見事なパターンを作つていることが分る。これらのうち斜面下部にある規模の小さい sand wave は延長も短かく途中で消えている。もう一つの注目すべき事は，sand wave の峯と峯の間の腹部に細かい縞模様があり，mega ripple (または small sand wave) が発達している事が知られる*。この ripple は南側斜面にとくに発達がよいが，ripple の峯は連続せずウロコ状に重なつたパターンを示す。砂州頂部では同じような type だと思われるが，記録は斑点状になつて発達が悪くなることを示している。砂州の北端部で局部的に直線状の縞模様があらわれてくるのは，注目される。

第8図はその内側(東側)の記録であるが，砂州頂部から南側斜面にかけて発達している sand wave の分布や，そのパターンなども，先端部の傾向を引きついでいることが分る。第7図と違つてきた点は，sand wave の規模も mega ripple の規模も共に幾分大きくなつてきた点であろう。

第9図はイノサキノツガイの頸部で，水深 14m とやや浅くなつてきた所の記録であるが，ここでは様相を一変し，sand wave は著しく少なくなり，その上を彩どる mega ripple が優勢で，その規模も増大してくる。ボトム・ソーナの記録を見ると，ripple のパターンは直線状の縞模様をなし，そのトーンはウロコ型に比べて強く構成物質の相違を暗示する。

個々の ripple の長さは数 10m 毎に断続し，その方向は大体 sand wave の方向に平行である。mega ripple の分布は砂州頂部は勿論，両側斜面まで一様に及んでいる。

第10図はイノサキノツガイのほぼ中央部で，最も横幅が広くなる所の記録である。ここではまず sand wave は砂州頂部のみに限られ，南側斜面にも見られなくなつた。mega ripple は砂州の南部でウロコ型であり，北部では縞模様で，中央部では矢張り発達が悪く，前の傾向を引きついでいるが，これまできれいな断面形を示してきた sand wave の上に，ここでは小さな起伏が現われてきて，ripple の比高が大きくなつてきた事を示している。

第11図は更に三ツ子島寄りで，頂部水深が－6m と浅くなつた所の記録である。第10図と類似の断面を示し，数少ない sand wave の上に，多数の顕著な mega ripple が重なつている。しかしここでは縞模様をなす ripple の方向が，sand wave の峯に対してかなりの角度で交叉していると共に ripple の平面形が波状に屈曲しているという特徴がある。sand wave の峯とのなす度角は南部程大きく(約90°)，北部程小さい(約 30°)。

第12図は深さ 16m の溝をへだててイノサキノツガイの南側にある小さな高まりの記録である。ここの音測断面は明瞭な sand wave の地形を示さず，ゆるやかなうねりのような海底面の上の小さな起伏の連続からなつている。ボトム・ソーナの記録は，第8図で見た mega ripple のウロコ型のパターンに類

* この縞模様状の微地形は，その規模からみて mega ripple の範ちゆうに入るものと思われる。I. M. McCave (1971) は sand wave をその規模から次のように分類している(杉浦，1973).

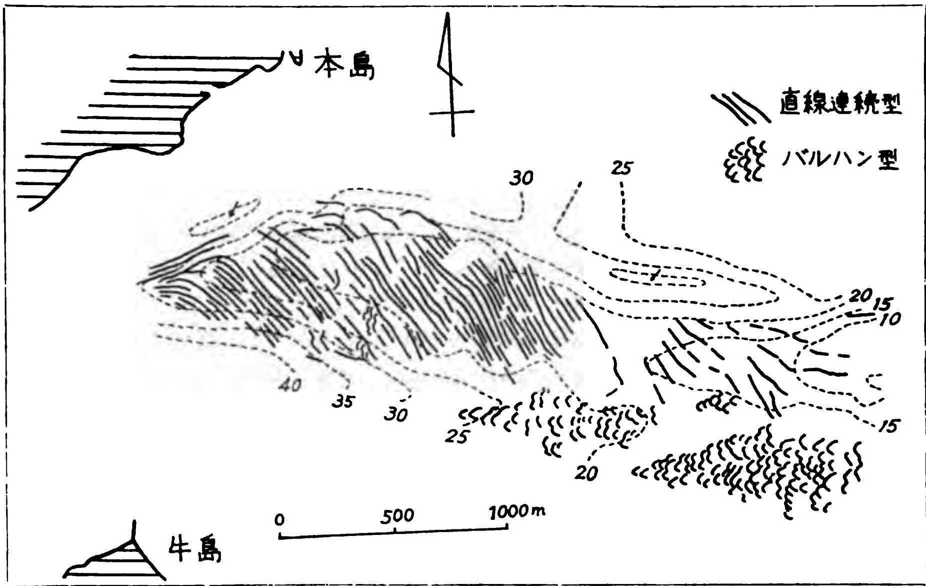
| | | |
|---|---|---|
| ripple | 波長 60cm まで | 波高 4cm まで |
| mega ripple | 波長 60cm～30m | 波高 4cm～1.5m |
| sand wave | 波長 30m以上 | 波高 1.5m以上 |

似したものであるが，その波長が著しく大きくなつている所に特色がある。

第13図は同じ砂州の更に東側の記録であるが，ここには sand wave 類似の隆起があらわれて，その上に小起伏が重なつている。この隆起は sand wave と異なつて隆起の頂部が平たく円くなつていて，しばしば小起伏によつて割れており，隆起と隆起の間の腹部が溝状に尖つている。ボトム・ソーナの記録では大規模な凹形のウロコ型のパターンである。第12図と逆方向のパターンを示しているのは，ソーナの方向が逆になつているからであつて，地形の方向は一致している。ソーナに写し出された平面形と海底断面とを総合的に判断すると，これは西方に凸面を向けたバルハン型の sand wave ではなかろうか。

**b.　イノサキノツガイにおける微地形分布パターン**

イノサキノツガイにおける全測線(16本)について，前記のような記録の判読を行ない，各微地形の連続推移を求めて，第14図および第16図を作成した。

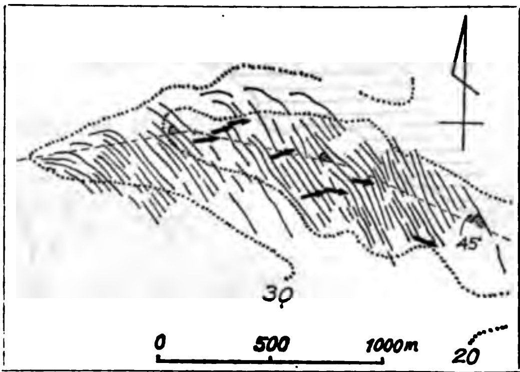



第 14 図　イノサキノツガイにおける sand wave の分布

第14図は sand wave の分布パターンを示したものである。ボトム・ソーナの記録で見られる通り，sand wave は直線的に互に平行しており，隣接記録ともよく接合し，全体としては緩く北側へ彎曲しながら，その延長は 200～600m の距離にわたつて続くことが確認された。この通常の type を直線連続型と仮に呼ぶことにする。第12図に見られたようなウロコ型の異常な記録を示すものは，地質調査の結果花崗岩や三豊層などが露出している可能性がない所から見て，矢張り冲積層(中ノ瀬層)の表面に作られた砂質の微地形であろう。

前述したように方向性をもつており，或限られた地域にかたまつて出現するので sand wave の一種であり，三日月型の平面形から見てバルハン型の sand wave と見られる。

次にこれら２つの type の分布の様子を見よう。直線連続型の sand wave は，砂州の一般方向に対し約 45° の度角を保つ NW—SE の一般的方向を有し，イノサキノツガイの先端部から頸部の間に密集して分布する。頸部の所では突如として消失し，その東の三ツ子島寄りに再び断片的な形で現われてくる。最も顕著な先端部と頸部の間の sand wave は，細かに検討すると区域内で方向性に推移が見られる。すなわち先端部では東西方向に近いが，漸次北西向きとなり，頸部に近い所では N20°W となる。小笹ら(1975)はイノサキノツガイのこの地域の数地点で，海底面上 50cm の高さで潮流観測を実施したが，その



第15図　sand wave と潮流の関係
太矢印：底上 50cm の潮流方向(小世1969による)
細実線：sand wave の crest
断線：砂州の一般方向

結果によると，東流最強時の流向は砂州先端部から東の方に向つて，ENE 方向から W—E 方向に向きをかえている。この流向は sand wave の峯方向に大体直交しているから，前記の sand wave の峯方向の場所的な相違は，東流時の流向の場所的相違に伴つて現われたものであることが分る(第15図)。しかし sand wave は6時間毎に往復する潮流に対して平衡しているものと考えられるから，東流だけでなく西流に対しても同様な関係を保つていたわけである。とくにイノサキノツガイにおける漂砂方向が，先に見たように西流に大きく依存しているから，sand wave の方向はむしろ，曲流々路をとる本流からそれて，砂州の上を斜めに横断する西流の影響を強く受けたに違いない。sand wave はこのような砂州の上を往復する潮流によつて，その方向が規定されたものと考えられる。更にイノサキノツガイの北向きに彎曲したこの部分の輪廓は，第15図に見る通り sand wave の峯方向の場所的な変化によく対応している。すなわち sand wave の峯方向と砂州方向は，ほぼ一定の角度(約45°)を保つているので，sand wave の峯方向の変化に応じて砂州方向が変化し，このような輪廓を作つたのではなかろうか。この事は，潮流とそれに帰因した漂砂(sand wave の形成)が長年にわたつて，海底砂州全体の地形を規定した事を意味しよう。

次に sand wave の分布範囲であるが，イノサキノツガイの頸部から西の先端部までの，ほとんど水平に近い－20m の平坦頂の上には，ほぼ全面的に sand wave の発達が見られる。北側斜面にはほとんど見られないが，南側斜面の先端部周辺には，－30～35m の深さまで sand wave の発達が見られる。この先端部付近は，前述のように過去50年の間に顕著な成長を見せた所で，現在もなお活発な漂砂が行われている場所である。このような場所に sand wave がよく発達している例は，備讃瀬戸の中ノ瀬でも見られている(茂木・加藤，1962)。

sand wave の波高は，分布域の中央からやや東寄りに最大で，とくに波高 4m 以上の最も規模の大きいものは，そこの南側斜面を登りつめた所にある(第17図)。波高はこの場所から東西両側に次第に小さくなる。砂州の横断面で見ると，平坦面の両端にやや大きな sand wave が発達する傾向がある。

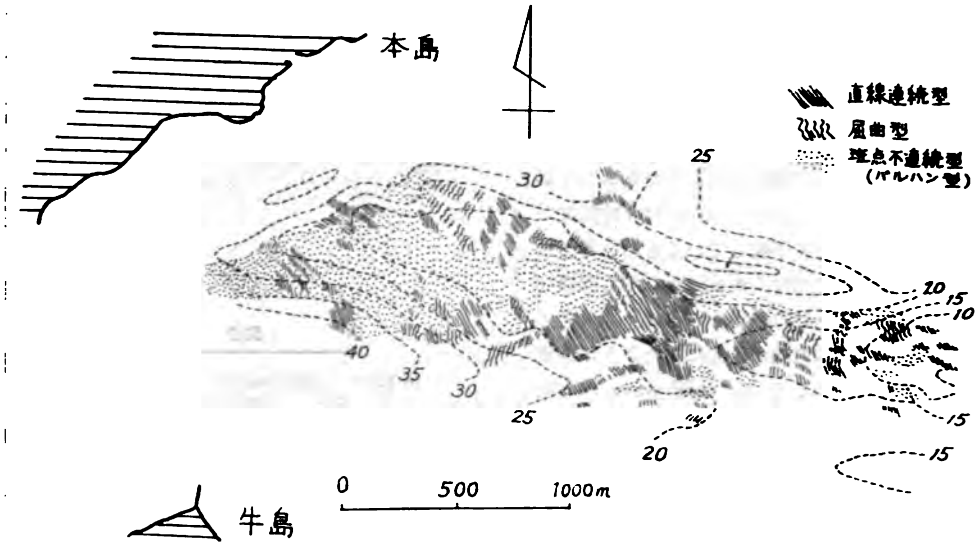
バルハン型 sand wave は，イノサキノツガイの南側の溝に沿つて，2カ所に集中的に分布する。前述したようにこの sand wave は，すべて三日月型の凸面を西側に向け，ウロコ型によく重なつて一つの帯を形づくつている。このパターンを見ると，この sand wave は，イノサキノツガイと南の砂州との間の谷間を，西へ流れる潮流によつて作られたもので，谷筋に向つて流れこむ多方向の流れによつて，このような型のものが作られたのではあるまいか。

② mega ripple

sand wave の表面を彩つている小さな起伏が，多分 sand ripple であろうという事は，先に筆者ら(茂木・加藤，1962)によつて指摘された事柄であるが，その実体は全く不明であつた。ボトム・ソーナはこのような微地形を見事にとらえ，その配列や type を明らかにしたのである。

第16図はボトム・ソーナの記録に見られるパターンから，mega ripple を直線連続型，斑点不連続型とに分けて，それぞれの分布を示したものである。

この図で真先に目をひくのは，見事に配列した直線連続型の ripple が，イノサキノツガイの頸部の広い地域を占めて発達している事と，その先の砂州では極めて局部的で，大部分が斑点不連続型の ripple




第16図 イノサキノツガイにおける mega ripple の分布

によつて占められているという事実である。第14図の sand wave の分布を対照しながら見れば，直線連続型の mega ripple の領域は，sand wave のほとんど発達していない領域に当り，斑点不連続型の ripple は正に見事に発達した sand wave に伴つて現われていることに気付かれるであろう。このイノサキノツガイの頸部に広く見られる分布域の中，この両端では sand wave と重なり共存の関係にあるが，ここの sand wave は波高2m 以下で規模が小さい。この mega ripple は波長 20m 以下，波高1m 以下を有し，隣接の sand wave の峯方向とほぼ一致した方向に配列している。したがつて同じ方向の潮流が，一方で sand wave を作り，他方で mega ripple を作つたという事になる。この潮流の作用に相違を生ぜしめた海底の条件とは何であろうか。これには海底地形と底質の問題があるが，これについては後述する。

③ 海底微地形と底質との関係

イノサキノツガイの4地点で底質を採取した(第6図)。そのうち，No. 1, No. 2 は，砂州の先端部に位置しているものであるが，その底質はほとんど類似していて，少量の貝殻破片と5mm 以下の細礫を数コ含む，比較的淘汰のよい粗砂である。No. 3 は頸部の所であるが，ここでは様相を一変し，俄然粒径は粗くなつて1cm 大の礫と細礫からなる。これに少量の貝殻破片を含むだけで，砂はほとんど含まれない。その東の No. 4 は，砂州先端部のものと類似するが，数コの礫を含み，貝殻破片も大きくなつて淘汰が悪くなる。

このような底質分布の状況は，前述の海底微地形の分布パターンと極めてよく一致していることが分る。すなわち sand wave は少量の細礫を含むがかなり淘汰のよい粗砂の分布区域に形成されており，頸部の mega ripple(直線連続型)は，ほとんど砂を含まない礫・細礫の分布区域に見られ，東方の sand wave と mega ripple の区域では，粗砂から礫までを含み，淘汰がよくない。このような事実から，海底微地形の type と底質の種類の間には，かなり明瞭な関連が認められるのである。

地学雑誌 84, 2 (1975)

# 北見地方の周氷河現象から一平山の Sorted Polygons とオホーツク海岸の Ice-shove Ridges について一

志 保 井 利 夫*

**From among the Periglacial Phenomena in Kitami District, Hekkaido, Japan**
**——The sorted polygons at Hirayama and the ice-shove ridges along the beach of Okhotsk Sea——**

Toshio SHIBOI

**Abstract**

The periglacial phenomena in Kitami District, NE-Hokkaido, is classified into three groups; (a) those above 1700m S.L. accompanying sorted polygons, etc., (b) those above 300m with severe frost-shattering, and (c) those below 300m, where verved clay and its involutions are observed. The ice-shove ridges along the beach of Okhotsk Sea is different characteristically from inland phenomena, but here it is included in the (c) group.

Hirayama (1775m) is located at the back-bone mountain, east of Daisetsu Mountain mass. The summit is occupied by a wide altiplanation terrace, and the lee-side gentle slope from westerlies shows nivation niches, and sorted circles. It is above the coniferous forest line, and locally known with its alpine flower gardens.

The ice-shove ridges along Okhotsk beach are formed by the sea-ice pushed up on the sandy beach by the drag force of surface wind during the winter season, and remain there for about four months. The sand bulldozered by the front of sea ice from the coastal sea bottom contains more grains of well polished, rounded agate, opal, chalcedony, and jasper than the normal beach sand.

The above two phenomena are directly connected with the climatological condition which is governed by the prevailing cold westerlies in winter, while the frost-shattering etc. of group (b) are controlled by the combination of complex microclimatological and microgeomorphological conditions.

## I 緒 言

大雪山塊の東外縁で見られる，北見地方の周氷河現象についての一連の観察の中から，特に平山の sorted polygons を含む周氷河現象群と，雄武から常呂に至るオホーツク海岸で見られる ice-shove riges を中心としてここに報告する（以下周氷河現象の用語には A. L. WASHBURN :Periglacial processes and environments. Arnold (1973) のものを用いた)。

この地域で，今までに観察した32個所の周氷河現象は，(a) 海抜 1700m 以上，又は針葉樹林帯以上のもの．(b) 300m 以上の針葉樹林帯のも

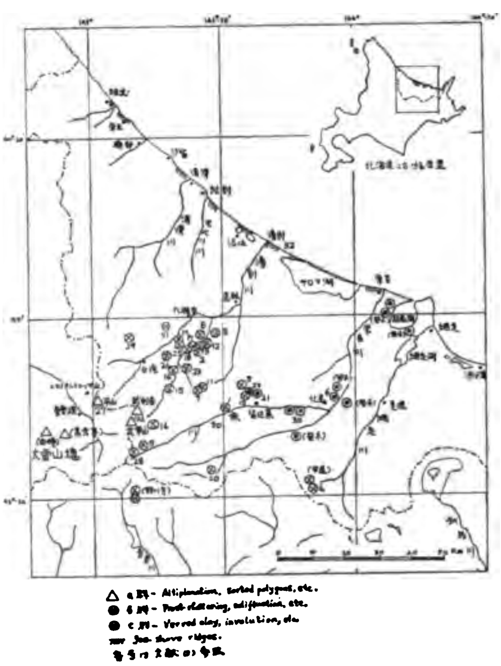
* 北見工業大学開発工学科
Kitami Institute of Technology



写真1 （平山 a） 平山稜線の altiplanation. 低いハイマツが風下側へ向かつて長く匐つている.
右側は急斜面で石狩川流域へ下る.



写真1 （平山 b） 平山第2雪渓の nivation niche, 右側脊斜面に Solifluction steps が平行し左側のくぼみで地表流は潜流となる. くぼみの左の茂みは debris の堆積.




第1図　北見地方の周氷河現象の分布と分類 (1972–1974)



写真1（平山c） 平山稜線の sorted polygons のある所，向うにニセイカムシュペ山へ続く尾根が見える．



写真1（平山f） 第二雪渓の nivation niche の背斜面 solifluction terrace に見られる不完全な sorted circle．



写真1（平山d） 平山稜線の sorted polygons. 右上側の風下側の緩斜面へ伸びた形をしている．



写真1（平山g）第1雪渓下流の二又，登山道路は右の本流雪渓を渡り左上へ登る（8月7日）．



写真1(平山e)第一雪渓の頭部の nivation niche. 右手の茂みで脚部の debris の堆積は見えない。支湧別川の源流である．



写真1（平山h） 雪が融けたあとの第一雪渓の下流，雪渓の最大幅を示す境が明かである。右上端にマツとダケカンバの森林帯の境が見える．



写真2(武利川a)武利川上流の双武林道終点付近(1200m S.L.)の原生林，下草のクマザサの上限に近く frost-shattering が顕著な玄武岩質安山岩からなる.



写真2(武利川c)武利川本流林道 25km 地点の frost shattering もうけた熔結凝灰岩が顕著な block slope を作つている.



写真2(武利川b)fossil altiplanation の稜線緩斜面は frost shattering が著しく厚いコケでおおわれナキウサギの巣穴が多く見られる. 0°C以下の地点が多い.



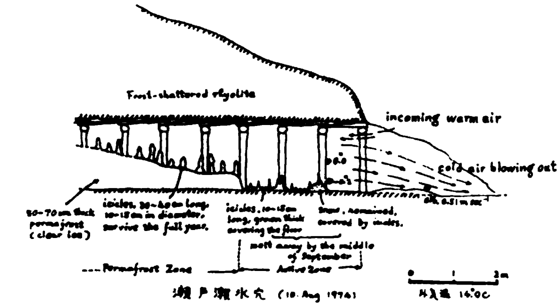
写真2(武利川d)マツの下にはコケモモ(手前)，エゾイソツツジ(右上)，エゾムラサキツツジ(中央後方)がおおい，霜砕礫の隙間からは冷風が吹出している.

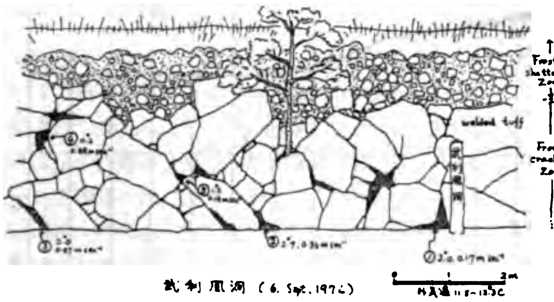
の. 及び (c) 300m 以下の針葉樹広葉樹混生帯から海岸までの三群に分けられる。

(a) の針葉樹林帯以上のものは, altiplanation terrace に明かな sorted polygons が見られるハイマツと矮小な高山植物帯のもので，小疇[1]が述べているように，強い偏西風で雪が吹払われる稜線で見られる，山頂現象に属するものである。その風下側斜面には，古い cirque 地形及び active な nivation niche が見られ, nivation niche の中にも, sorted circles, solifluction steps が見られる。1年のうち10カ月残雪が，雪渓の形で谷筋に，又 snow patches の形で nivation niche の脊部, stripes の間の trough の部分に見られる。1500m以上では，ひどくいじけたダケカンバが, nivation niche 脚部の debris ridge 及び stripes の ridge に沿つて，低い叢林を作り，その外観を強調している。

雪渓及び snow patches の融雪跡を追い，稜線の altiplanation へ向つて，7月中旬から高山植物が開花し，8月下旬残雪が消滅すると，潜流となつた融雪水，融氷水が地表流となつて湧出流下する針葉樹帯上限の急斜面の流路のヤチブキの花を最後として，頂上からコケモモ，ガンコウラン等の実が熟しはじめ，キバナシャクナゲが来年の蕾をつける。

(b) は 300m 以上 1400m までの針葉樹林帯で見られる frost shattering, frost cracking が卓越する所で，現在は針葉樹原生林でおおわれている古い altiplanation の緩斜面は, solifluction を伴う過去の stripes から引きつがれた斜面の creep 地形，それによつて生じた窪地に小さな沼沢の発達が見られる。クマザサを indicator として，その成育しない所で, frost shattering が著しく，緩慢に継続している creep による移動で



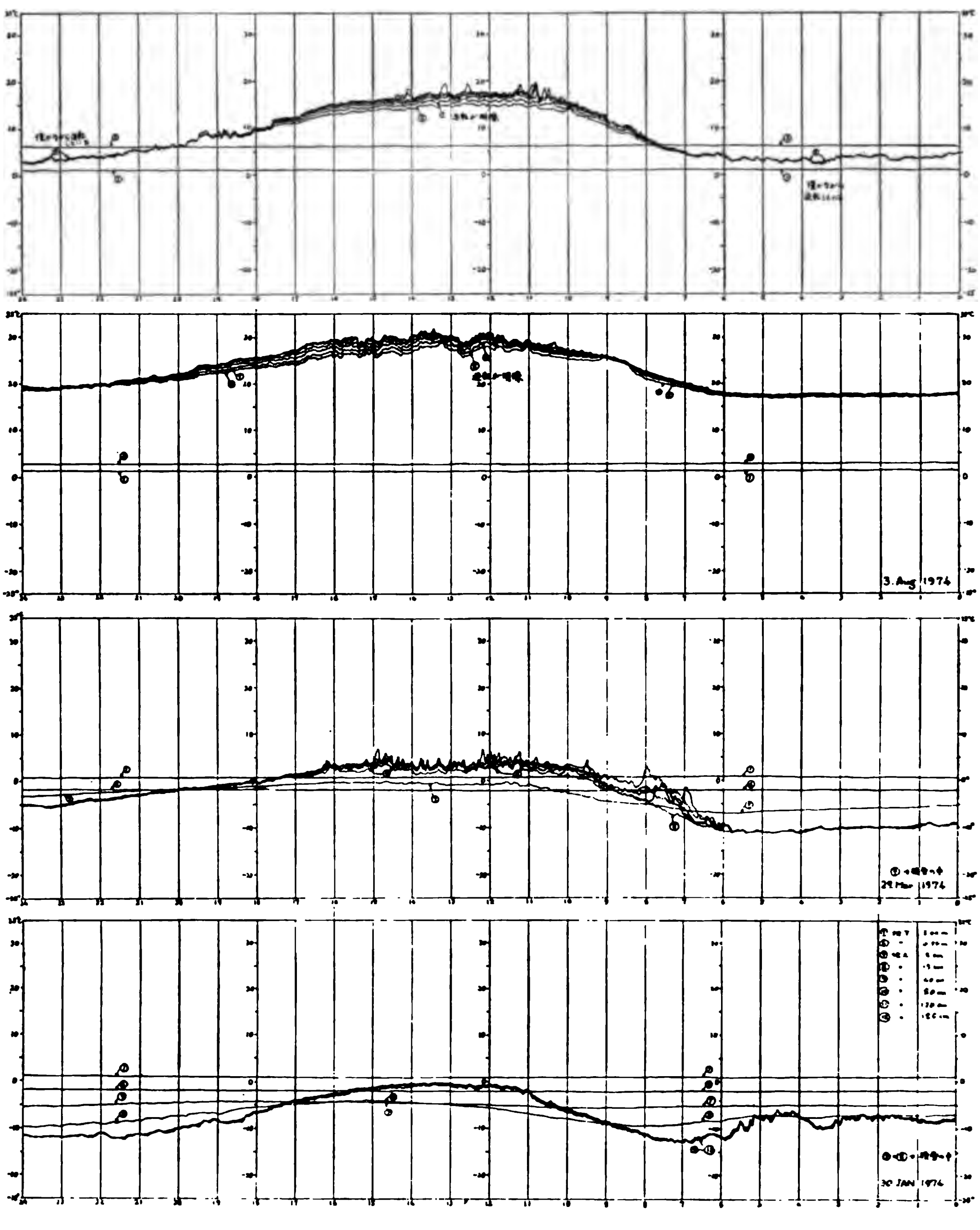

| 場所 | 測定日 | 外気温 | 冷風温 | 風速 | 風穴断面 | 記事 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 瀬戸瀬氷穴 | 10. Aug. 1974 | 14.0°C | 0.5°C | 0.51 m sec⁻¹ | [illegible] | [illegible] |
| 武利風洞 | 6. Sept. 1974 | 11.5~12.3 | ① 3.0 | 0.17 | - | frost-cracked welded tuff の隙間より |
| | | | ② 2.7 | 0.38 | - | |
| | | | ③ 2.0 | 0.57 | - | |
| | | | ④ 0.2 | 0.38 | - | |
| | | | ⑤ 1.2 | 0.16 | - | |
| 温根湯コタン風穴 | 21. July. 1974 | 29.5 | ① 0.3 | 0.58 | 80 cm² | frost-shattered rhyolitic tuff の隙間より |
| | | | ② 3.5 | 0.35 | 100 | |
| | | | ③ 2.0 | 0.41 | 90 | |
| | | | ④ 0.5 | 0.49 | 80 | |
| | | | ⑤ 1.0 | 0.31 | 100 | |
| | 31. Aug. 1974 | 23.0 | ① 1.5 | 0.35 | 上同 | |
| | | | ② 5.2 | 0.17 | | |
| | | | ③ 5.0 | 0.39 | | |
| | | | ④ 2.5 | 0.31 | | |
| | | | ⑤ 3.9 | 0.30 | | |
| | 21 Sept. 1974 | 15.2 | ① 4.4 | 0.34 | 上同 | |
| | | | ② 5.5 | 0.16 | | |
| | | | ③ 5.0 | 0.33 | | |
| | | | ④ 4.3 | 0.22 | | |
| | | | ⑤ 4.8 | 0.17 | | [illegible] |
| | 21. Nov 1974 | 9.6 | ① - | 0.06 | 上同 | |
| | | | ② - | 0.25 | | |
| | | | ③ - | 0.15 | | |
| | | | ④ - | 0.08 | | |
| | | | ⑤ - | 0.00 | | |

第２図　異常低温地点よりの冷風の吹出し

sorting されている礫のガラ山状をなす斜面の脚部，及びこの基盤（多くは熔結凝灰岩）の frost cracking による割目からは，夏には低温の空気が吹出し，積雪前の冬には外気が吸いこまれている。クマザサがおおつている所は，sorting が不十分で，このような地表と地下の空気の流動は見受けられない。又，空気が出入する部分は，周囲の範囲に較べて夏には地表近くまで地温が低く，異常低温地点をなし，厚いコケでおおわれ，コケモモ，エゾイソツツジ，エゾムラサキツツジ等，或いはカヤが群生して，周囲と植生を異にし，厚いコケの所には，しばしばナキウサギの巣穴が見られる。地表に接した空気の層の温度は，それより上層に較べて，晴れた日の昼頃には 3～4°C 低温，冷えた夜間には 1～2°C 高温と，逆転を示している。夏期空気中の水蒸気が凝縮して湿つているコケのおおいを通じて，低温の空気が滲み出し，斜面を薄い重力風の層をなして流下している事が観測される[2]。このような所に，狭い局部的な永久凍土帯が 2[3]～5m[4]の深さで散点している。

(c) は 300m 以下の所で，verved clay とその involutionが見られる[5]。この粘土は多量の水を含む quick clay で，その主要組成である珪藻は低温淡水型のものを主とする。夏冬縞の構造と，挾在する炭化物の $C^{14}$ 年齢から，冬には氷でおおわれ，夏には混濁した融雪水～融氷水をたたえた湖が，$3\times10^4$年前頃に，北見市付近にあつた事を物語つている。粘土層の露出水準から，このような湖は，常呂川，無加川の流域では，海抜 30m, 80m, 140m, 300m の湖水面が階段的にあつたと見られ，その上流端は，上記 (b) の frost shattering の範囲の下流端に連らなつている。

短期間に大量の outwash の形で生じたと見られる火山灰質泥流でおおわれているこの粘土層の多くは，段丘の下部を占め，現在の河川流路より 10～30m 上位にある。粘土層の下は泥炭層或いは砂利層を挟んで中生代の仁頃層となる事，及び屈斜路火山灰層の事がある。段丘の開析面に於て，粘土層とその下層からは，夏に低温の湧水が見られる所があり，平地では湿地をなし，トクサでおおわれている。このような所にはクマザサは成育しない。



第3図 異常低温地点における地表近く(+15cm)の気温の逆転
(地下よりの空気の滲み出し，地表に沿う流下による)



写真3（北見粘土a）北見市東9号線の verved clay の露出．下盤は降下火山灰層，上盤は泥流の形の火山灰層．



写真3（北見粘土b）verved clay の下盤の火山灰-砂層の互層が示す involution と仁頃層の基盤との間の砂利層．

粘土層の多くは，激しい involution を示していて，縞状を呈する所でも，微細な involution によつて擾乱しているのが普通である。

以上の内陸に於ける周氷河現象のほかに，オホーツク海岸では，流氷の衝上によつて，砂礫が ice-shove ridge を作つている。海氷の前縁で押上げられた砂礫は，現在の汀線で見られる浜砂に較べて，よく研磨され，円味を帯びた硬質の粒を多く含み，瑪瑙，玉髄，蛋白石，チャート，碧玉等が，雄武—常呂間の海岸でほぼ同じ相対比率で含まれていて，この間の主要河川の集水盆の地質を直接反映していない。

以上の3群のうち，今日の気候環境と直接結びつけられる (a) に含まれる平山の周氷河現象と，(c) のオホーツク海岸の ice-shove ridge についての観察を報告する。

## II　平山の周氷河現象

平山(1775m, 143°—01′E, 43°—45.5′N, 5万分の1地形図，上支湧別) は，北海道紋別郡白滝村の西南隅，石狩と北見の国境をなす稜線にある。西にあるニセイカムシユッペ山(1878.9m)の外輪山と云われ，稜線の西側は爆裂火口とされる急崖で境され[6]，東へは広く緩斜面が拡がり，その nivation niche を頭部とした第1雪渓の谷が，支湧別川本流の源流になつている。

一般には，稜線5km の間に並んだ比麻良山(1817m)，平山，円山(1617m)の間を「平山」と称し，雪渓と高山植物のお花畑を以つて，白滝村の観光地の一つとなつている。

石北線白滝駅から，上支湧別を経て，支湧別川本流林道の終点である登山歩道の入口(1020m)まで 19km は自動車を通じる。これより 2.8km で平山と比麻良山の中間の稜線 (1750m) まで，登り2～2.5時間，下り1.5～2時間で，approach の点では，むしろ非常によい山である。1.5km の所にかなり荒廃したヒユッテがある。このあたりが針葉樹帯とダケカンバ帯の境で，1.8km の第1雪渓を渡る所 (1440m) からは高山植物帯となる。

1974年8月7日と26日の両日調査した。7日には第1，第2雪渓をはじめ，数個所に広い snow patches が残つていて遠望されたが，以後連日降雨が続いたため，26日には，これらの雪は総て消えていたし，高山植物の開花期も大部分が終つて，結実期に入つていた（営林署係官の話では，例年雪がない期間は2カ月位との事である）。

本流林道の 15～17km の間には，圧砕された日高層の灰黒色砂質頁岩が露出し，林道の舗装用に採掘された跡がある。林道終点までの1km 程は集塊岩でおおわれている。登山歩道は板状節理の著しい安山岩の熔岩流が露出し，行雲の滝其他多くの滝が，本流及び支沢に懸つている。稜線は主として板状節理を有する安山岩からなるが，scoria 状の熔岩礫でおおわれている部分もある。

稜線の SW 側は急斜面と崖を以つて，層雲峡・大函間の石狩川右岸の断崖を刻んで流下する支沢のふところへ下るが，こちら側からの登山道はない。

稜線は広い典型的な altiplanation terrace の

霜砕礫原で，強い偏西風を正面にうけるため，ハイマツは高さ 15～30cm で風下側へ 5～7m も匍つて伸び，礫の間にキバナシャクナゲ，コケモモ，ガンコウラン等の矮小な高山植物とハナゴケが斑点状に群生している。

航空写真(HO-71-12Y, C12B の12～13)は残雪がまだ多い6月下旬～7月上旬に写したものと見られ，稜線東側の緩斜面には，ほぼ平行した多数の stripes とその間に残つた snow patches 及び雪渓を美事に示している。

登山道は，1.8km の本流と右岸支沢の合流点(1440m)で第1雪渓を横切つて，支沢の左岸斜面を登る。この両沢に挟まれた押出しの形の斜面は，最下段の stripe の下縁を縁取る debris の堆積からなり，その上に浅いくぼ地があり，航空写真には snow patch が示されているが，雪は既に消えていた。

合流点で二叉になつて，そこが第1雪渓の下端となつているが，雪渓の両側の沢の両岸斜面には，雪渓の最大幅を示す明かな境が樹林帯（針葉樹は既になく，ダケカンバの）との間に示されており，雪渓の融解による衰退を追つて，ガンコウラン其他の高山植物が，7月中旬から8月上旬に開花し，更にこれを追つて8月末にはヤチブキ，エゾホソイ其他の草が急速に成長する。

本流の第1雪渓が消えた跡には，沢の中心線に沿つて，直径 0.5～1.5m の debris が esker の形をなして堤防状に連り，支沢からのより約2m高くなつている。第1雪渓の頭部は 1600～1650 m の所にある円形に近い浅い nivation niche(幅 250～300m, 上下斜長 400m 位）で，26日には，残雪が消えてまだ日数を多く経ていないらしく，裸地に近い状態で，下縁の moraine 状の debris 堆積の下流側から，多量の融雪～融氷水が湧出して流下していた。

登山道は支沢の左岸に沿つて 1500～1550m まで登り，ここで再び厚い debris 堆積を登り（支沢はここの湧水を集めて発している），その上手の nivation niche のくぼみにあるお花畑を経て第2雪渓に達する。

第2雪渓も浅い nivation niche で，その下縁は渓谷氷河の end moraine と同じ働きで作られたと見られる堤防状の debris 堆積で縁取られ，その上手のくぼみから雪渓の最後に消える脊面に亘つて，ガンコウラン，チングルマ等の高山植物が群生している。その脊面の頭部には solifluction による小規模な stripes が多数平行して step 状に発達し，そこに群生するガンコウランによつて，微地形の外観が強調されている。stripes の間の幅 1～2m の terrace の裸地の部分には，凍結融解の反復による，不完全な sorted circles が所々に生じている。

この付近から，ダケカンバの低い疎林にハイマツが混じ，稜線の altiplanation terrace の東縁が1段下つた所でハイマツのみとなる。この1段下つた所は最上段の大規模な stripes の間の snow patch の位置で，偏西風のかげになるため，ハイマツは 3～4m の高さで密生し，多種類の高山植物の花が大塊の debris の間を飾つている。

高層偏西風の通路となる，稜線のaltiplanation の霜砕礫原がゆるく波状にたるんだ鞍部状の所には，まばらなハイマツの間の裸地に，ゆるい勾配(2～3°)の下方へ伸長した長径 3～4m, 短径 1～1.5m の明瞭な sorted polygons が多数発達している。sorted polygons について高倉[7]，福田[8]，小疇[1]によつて，大雪山塊の白雲岳の東鞍部(2100 m)，北海平(2060m)のものが報告されているが，これら程美事なものではないとしても，平山の 1750m の稜線及び 1560m の第2雪渓の nivation niche の脊面でも，sorted polygons 及び circles が出来ている事が明かになつた。

snow patches が残る nivation niches の下縁は何れも，moraine 状の debris の堆積で縁取られ，この部分に，低いいじけたダケカンバが叢林を作り，大きく見て，傾斜面の等高線に平行した stripes を作つている。それぞれの nivation niche の中には，第2雪渓でみられるようなくぼみと，debris が露出した半円形～三日月型の脊面頭部の斜面が生じている。

くぼみへ集められた地表の融雪水と，地下の融氷水は，debris 堆積のくぼみで潜流となり，下段の stripe の融水と合して，最下段の debris でおおわれた緩斜面が，急傾斜の本流谷で切られる所に湧出し，しばしば滝となつて流下してい



写真４（流氷ａ）流氷が退去しはじめる４月上旬，雪面上に，氷の円礫が多く見られる．湧別・河口付近．



写真４（流氷ｃ）４月下旬，陸上に残された海氷とその前端で打上げられた砂礫が ice-shove ridge を作っている．



写真４（流氷ｂ）４月下旬，海面に浮いていた海氷は千切れて行く．海氷面はまだ凍っている．



写真４（流氷ｄ）波打際で冬期作られた海氷の円礫が再凍結して cryolomerate を作っている．

る。この融水が湧出流下する流路（沢の形になっていない所でも）は，ヤチブキでおおわれ，他の部分と下草の植生が明かに異っている。これらは航空写真でみられる snow patch を源とするもので，歩道沿いのヤチブキでおおわれた所の流水の温度は 3°～4°C で，本流の水温の 10°～11°C より非常に低温であった。

1975年の夏には，地温，水温等の測定を行い，これら周氷河現象の基礎資料を集める予定である。

## III　オホーツク海岸の Ice-shove Ridges

1972年から1974年まで毎年４～５月に，オホーツク海の流氷が去った直後，湧別川河口の砂浜に残される海氷の残骸と，海氷が押上げた砂粒についての観察を続けて来た。

1974年には，流氷による ice-shove ridge を確認するため，３月末流氷が退去しはじめ，一連の海氷の残骸が汀線から 2～3m の高さで取残される頃から観察をはじめ，残骸が融解した跡に，流氷が衝上揚陸した時に，その前端で押上げた砂礫層が一連の ridge をなして残り，６月末～７月上旬には，その外観がほとんど消滅するまで，毎月１回，その変化を観察した。又，押げられた砂礫には，よく研磨され円味を持ったチャート，瑪瑙，玉髄，蛋白石，碧玉等の硬い緻密な粒が普通の砂浜の砂礫の中より濃集している事も確めた。

青田[9]は福富[10]の計算を引用して，オホーツク海をおおう海氷の平均の厚さを約 0.8m としているが，砂浜へ押上げられた流氷の揚陸先端部は，重なり合つて 2.5～3m の厚さに達している。その際，破砕された氷塊は，汀線で直径 20～50 cm の球形の礫となり，再凍結して cryolomerate を作っている。

流氷が接岸して砂浜に衝上げられる時には，海面以下に沈んでいた部分は，それだけの深さの海底の砂を，ブルドーザーのようにその前面で押上げる。渓谷氷河に於ける end moraine の形成と



写真4（流氷 e）5月上旬，ice-shove ridge を残して海氷はなくなる．



写真4（流氷 g）5月下旬，最後の流氷の残骸．これをおおつている砂及び周囲の砂礫の中にしばしば瑪瑙，碧玉等が見られる．



写真4（流氷 f）5月中旬，海氷の残骸が ice-shove ridge と普通の砂浜の境に連つている．



写真4（流氷 h）7月上旬，ice-shove ridge の形はまだ残つているが8月になるとほとんど消滅する．

同じ機構である。

春先に，陸上に取残された海氷を見ると，その前端は，砂浜の勾配によつて差はあるが，汀線から 30～60m 陸側にあり，その海側の底面は満潮時の海水面にほぼ等しいか，これより 50～70cm 高い。

押上げられた海氷の前面には，汀線以下の所から海底を掻いて押上げた砂礫が，氷の前端と同じ高さか，これより 20～30cm 高い ridge を作つて連り，多くの場合，氷の前端から陸側へ向つて下る緩傾斜をするか，平坦に近い面を作り，その陸側は，砂丘の脚部を以つて境される。つまり，砂丘の下に普通の砂浜の斜面より一段高い平坦面，又はゆるい逆傾斜の面を持つ ice-shove ridge が作られる。

春先，満潮時に波が高いと，汀線近くに残された海氷の残骸は，その下底面を海水で洗われて，海側へ向つて転倒，崩落し，汀線に平行した割目を以つて分割され，融解が急速に進む。最も陸側の海氷の残骸は，押上げた砂礫でおおわれて，一連の core の形で暫く残存し，融解と共に陥没し一時的な thermokarst を作る。

ice-shove ridges は，雄武から雄武川の河口を経て栄丘の海岸，沙留と渚滑の間，紋別から湧別川河口，及び常呂の海岸で観察されたが，網走から SE へ向つて急に目立たなくなり，浜小清水から斜里へ行くと，全く見られなくなる（雄武以北の海岸は未だ観察していない）。

雄武，常呂間は，北大低温研紋別流氷研のレーダー写真でも明かなように[9]，流氷が接岸する中心であるから，流氷の接岸に当つて，最も強い側圧を受ける場所と見られる。この事は，冬期シベリヤ高気圧から吹出す低温の強い北風による，オホーツク海面の地表風の引つぱりの力が，海岸線と直角に近い表層海流を生じるからで，その内陸側が，北見地方の周氷河現象の中心となつている事とも関連がある。

これら ice-shove ridges が見られる範囲の浜

砂の岩種は，雄武川，興部川，湧別川，常呂川等の流域の地質を反映して，日高層，仁頃層，安山岩，流紋岩の砂礫を主とし，流紋岩，チャート，及び黒曜石の間には，若干の量比の差はあるが，全体として大きな差はない。然しこれらの河川の流域の地質とは直接結びつけられない鮭紅色～淡紅色の瑪瑙，灰白色～白色半透明の玉髄，蛋白石，灰紫色～緑色の碧玉，赤，褐，黄，黒色のチャートのよく研磨された光沢ある円味を持つた粒が，大体同じ量比で含まれている事は注目すべき点である（浜小清水から斜里に至ると，これらはほとんど見られなくなり，主としてガラス質の火山灰砂となる）。これらの硬い緻密な砂粒(直径2～3mm から 10～15mm）は円味が発達し，よく研磨されて光沢があるため，特に，晴れた日には，その識別が容易である。

普通の汀線で礫が集つている beach cusp にも，これら砂粒は混在しているが，研磨不十分な粒に較べて，よく研磨され光沢を持つた粒の頻度は，はるかに少い。

春先，まだ海氷の残骸が残つている頃か，ice-shove ridge が原形を保つている間には，これらよく研磨された砂粒は，氷をおおう砂礫の中，又は ridge の海側に平行して濃集した帯を作つているが，6～7月になつて風雨及び，風波によつて原形が消滅して行くに従い，この帯も次第に消え，8月になると，大体普通の砂浜の cusp に於ける頻度に戻る。所によつては，高潮面よりかなり高い砂丘の脚近くに沿つて，この濃集した部分が，局部的に初冬まで残存している事もある。

近年北見地方でも，各河川で川砂利の採掘が盛に行われ，砂礫の自然の生産量，運搬量より採掘量が上廻るようになつて，砂浜で見られる礫（3cm 以上の）は急激に減じ（この4年間でも），beach cusp を生じている所は少くなり，普通の波打際では，これら研磨された光沢ある砂粒を見かける事は少くなつた，

それにもかかわらず，ice-shove ridge にこのような砂粒が濃集している事は，汀線に沿つた海底の砂層の，海氷底が掻きあげる深さの所に，未だこのような砂粒が濃集している事を示している。潮の満干，波の動きによつて，この部分の砂層が半流動性をもつて重力分級されると共に，長い時間をかけて研磨されているからと見られる。

瑪瑙は枝幸，雄武の内陸で産し，碧玉は稚内から枝幸の海岸で見られるものであるが，紋別よりSE の湧別川，常呂川の流域では産しない事から，これらは沿岸潮流によつて永年かかつて運ばれて来たものらしい。チャート及び硅化した流紋岩はモベツ川，湧別川でも送りこまれ，特に鮮紅色のチャートは常呂川流域で多く見られるが，よく研磨され光沢のある粒子の間に，場所の違いによる相対量比がほとんどない事は注目される（同じ条件で無差別に採取したこれら砂粒を色別に分類した結果）。

湧別川河口 SE の浜砂採掘場では，降雪前までに，海水が湧出するまで pit の形で砂を採掘しているが，春先になると ice-shove ridge の砂をブルドーザーで集めて pit を埋め，更に高く積上げている。従つて ice-shove ridge によつて，毎年砂資源が回復している事になる。その積上げられた砂には，波打際の砂より，研磨され光沢のある砂粒が多く，その試料を集めるには都合よい場所になつている。

## IV 結　語

大雪山塊の東の北見地方で見られる周氷河現象は，1700m 以上の sorted polygons で代表される active な永久凍土を伴う山頂現象のもの，300m 以上の frost shattering が卓越し，狭い局部的な永久凍土と，かなり広い異常低温地点を伴うもの，及び 300m 以下の verved clay とその involution が分布する所のものの三群に，特徴的な性質から分類される。オホーツク海岸で見られる ice-shove ridge は内陸の周氷河現象とは性質が異るが，一応 300m 以下の群に加えてある。

この大雪山塊東縁地域では，10月中旬から最低気温が 0° から－5°C に下り，積雪前の 1.5～2 カ月の間に日平均気温の年間曲線が急に降下する。この点が，積雪と同時又は積雪後に気温が低下する日本海気候の地域と異る点で，オホーツク海気候の特徴である。積雪のおおいが無いため，この期間に凍結作用が十分 penetrate する時間が持たれる。

更に，冬期3カ月結氷するオホーツク海の上を通る低温の北風の地表風の影響と，脊稜山脈の稜線を通過する高層の低温偏西風の影響の両者が合して，この地域に著しい低温の冬をもたらしている。

乾燥した低温で雪が少い冬期の6カ月に対して，地下の氷の融解潜熱が消費されるまでの 2～2.5 カ月のゆるやかな気温の上昇と，その後の最高気温が 25°～30° に達する7月中～下旬の短い期間と云う気候条件が，少い雨量と共に，この地域の地温を低く保ち，局地的にせよ，永久凍土が存在する条件になつている。

300～1400m の間の frost shattering が卓越する範囲の周氷河現象は，岩種・植生，微気候，微地形等，種々の factors が組合わさつた複雑な条件によるが，1700m 以上の平山の周氷河現象群と，オホーツク海の ice-shove ridge は，最も具体的に今日の気候環境を反映している active な周氷河現象である。

謝　辞

本稿を草するに当つて，筆者の北見地方の周氷河現象と地形進化に関する仕事に，日頃多大な御教示を賜つた北海道大学湊　正雄教授に対し，ここで心から感謝の意を表する。

文　献

1) 小疇　尚(1974)：凍結融解作用がつくる微地形—日本の構造土—. 科学, Vol. 49, No. 11(岩波).
2) 志保井利夫(1974)：北海道常呂郡留辺蘂町温根湯つつじ山の風穴について. 地学雑誌, Vol. 83, No. 2.
3) 志保井利夫(1974)：常紋山稜地域で見られる周氷河地形現象—異常低温地点の機構—. 北見工業大学研究報告, Vol. 5, No. 2.
4) 野川　潔，近堂祐弘，瀬川秀良，右谷征靖(1974)：北海道十勝三股の永久凍土について. 日本地質学会81年講演会.
5) 笹本　敏(1973)：北見粘土に関する研究(第1報)—北見粘土の基礎的性質—. 北見工業大学研究報告, Vol. 5, No. 1.
6) 5万分の1地質図幅説明書，上支湧別.
7) 高倉裕一(1972)：大雪山の Debris Islands. 地球科学, Vol. 26, No. 3.
8) 福田正己(1973)：大雪山の永久凍土が語るもの. 北の山脈.
9) 青田昌秋(1974)：オーホツク海の海氷. 第四紀研究, Vol. 12, No. 4.
10) 福富孝治(1974 a, b)：海氷の研究. 低温科学. Vol. 3, p.p. 13-142, 143-159.

(1975年12月13日受理)

## 書評と紹介

**E. LE ROY LADURIE: Times of Feast, Times of Famine: A History of Climate since the Year 1000**. 428p., 30Figs., 32Plates & Appendices. George Allen and Unwin Ltd. London, 1972.

本書の表題は一見すると通俗書のような印象を与えるが，副題に示される内容をもつ専門書であり，1967年にすでに出版された“Histoire du Climat depuis l'an mil”を底本とする英訳版である。この訳書では原著との関係にまつたくふれていないのでよく分からないが，内容の一部が原著を修正したものと思われる個所が散見される。しかし，これは本書全体の議論を変えるようなものではない。むしろ，原著刊行後の新しい文献や追補すべき古い文献をおぎなつて，一層 up to date な知識を読者に提供するという点で，原著よりすぐれたものをもつているということと，英語版の方が，わが国では利用価値が高いことを考慮して，やや古い原著であるが，ここに紹介することにしたい。

LE ROY LADURIE 教授（パリ大学，農業経済史）のような歴史学者が気候変動に興味を示すことは別に新らしいことではない。従来みられたその種の議論は，どちらかといえば幾分単純に歴史事象を気候と結びつけようとするものであつた。しかし，この著者は自分の専門領域を出発点とし，気候変動の多角的な検討のために必要な，地質，生物，気象，氷河その他の領域にも深く入りこんで，総合的な考察を展開しているところが，他の歴史学者との大きな相違であり，その故に，その論旨にも説得力がある。著者をこの問題に没入させるようになつた動機は，フランスの農業経済史を扱かう中に，しばしば史料中に現われる凶作や豊作の記事から“history of climate”を復元できるのではないかと考えたことにあるという。

著者の扱かう主な材料は，年輪，ぶどうの収穫期日およびアルプスの氷河である。これらの材料は過去の文献を徹底的にあさつて得たものの外に，自ら発掘した可成りの量の史料も含んでいる。それらを相互にクロス・チェックの材料として用い，整然とした論旨で最近1000年足らずの期間の気候の歴史を詳細に復元している。その中でも，とくに16世紀から19世紀にかけては連続した材料が豊富なので，ヨーロッパのこの期間のおもに夏季の天候がほぼ連続的に復元されている。

以上，本書の内容のあらましを紹介してみよう。章の構成は，Ⅰ. 気候の歴史的研究，Ⅱ. 森林とぶどう収穫，Ⅲ. 一つのモデル：最近の温暖化，Ⅳ. “小氷河期”の諸問題，Ⅴ. 作業仮説，Ⅵ. 中世の気候に関する史料，Ⅶ. 気候変動の社会的影響と気候学的原因　となつている。その中で著者が力を注いでいる部分は，上記三つの材料を中心に論じているⅡとⅣである。

年輪年代学の方法についてはアメリカの Tucson の研究者たちの蓄積を吟味消化して，これを過去の気候の指標として利用することに積極的な姿勢を示す。ヨーロッパでの年輪分析の例数はミュンヘンの HUBER 一派のものを除けば，見るべきものがないのだが，著者は彼らによる南ドイツのカシの年輪分析の成果を用いて，ぶどう収穫期日との関連から，年輪の厚い年は南フランスのぶどう収穫期日の遅い年すなわち，冷夏多雨の年，年輪のうすい年は収穫期日の早い年すなわち，暑夏乾燥の年に当ることを見出している。これらの関係を用いて，14世紀から17世紀へかけて顕著な夏の天候を示した年を拾い出している。

ぶどう収穫期日の遅速は春から秋（3月～9月）の気温の平均状態ともつとも相関がよいとされることを利用し，過去の暖候季の状態を復元するために，1883年に ANGOT によりまとめられた南フランスのぶどう収穫期日のデータに，その後発見された記録，さらには自ら発掘したものを加えて，できるだけ連続した記録とするように努めている。ANGOT の論文では期日の経年変動があることには注意していても，その解釈はなされていないのであるが，1955年に発表された GARNIER の論文に触発されて，あらためて，ここでフランスのみならず，ドイツ，スイス，スペインなどのぶどう収穫期日によつて，15世紀以降のヨーロッパの夏の天候史を詳論している。彼の記述からま

とめた一例を示せばつぎのようになる。1510～1560年の夏は暑かったが，その後1600年までの40年間は冷涼になった。1601～1616年は暑く，1617～1650年は顕著な冷夏で，とくに，1618～1621年，1625～1633年，1640～1643年および1647～1650年がひどい冷夏であった。もち論，これらの間にもエピソードとして暑夏の年が1635～1639年に挿入されている。1650年代，1660年代は暑夏・乾燥の状態であったが，1673年と1675年の冷夏の後，1680年代は再び暑夏・乾燥の時代になる。ところが1690年は全く異なり，冷夏が支配した……。このような調子で，データの許す限りの期間と精度で記載がなされており，そちこちで，氷河の消長その他の傍証をあげつつ，著者の"気候史"の確実性を強調している。

本書の中の史料として重要であり，かつ著者がその収集にもっとも苦心したと思われるのが氷河に関するものであろう。先ず，観測データと比較できる最近100年間ほどの氷河の消長を調べ，これが気候史の指標として有用であることを再確認して，観測データのない過去の氷河のデータにさかのぼっている。近年の温暖化と対応する氷河の縮小を，ローヌ川の源流部にあるローヌ氷河を例としてのべている。ローヌ氷河の1777年，1794年，1848年，1849年，1850年，1870年，1874年，1899年，1950年のスケッチ類は，それぞれの時期の氷河の大きさを示していて，実に興味深いものがある。ローヌ氷河のほかに，シャモニ付近のいくつかの氷河，グリンデルヴァルト氷河，東アルプスの氷河などの過去の絵画・写真類が，それぞれの氷河の消長を示す史料として用いられている。そのほかに，著者の独壇上である古文書も多く援用されている。これらの豊富な材料から，著者の得た氷河の歴史はつぎのようにまとめられる。1550年頃から氷河の前進がはじまり，1600年までにもっとも拡大した。その後は変動をともないながら，1850年頃までこの状態が続き，それ以後から1955年頃まではかなり顕著な後退をしている。氷河の消長にあずかる気候要素としては，氷河学者の最近の見解を十分参照して，夏季の気温，日照，降水量が重要であるとしている。この氷河の消長はすでにのべたぶどう収穫期日との関係でも確かめられる。

以上は評者がとくに関心をもつ部分に焦点をしぼって紹介を試みたのであるが，本書に含まれている内容は多方面にわたり，歴史学者としての著者の面目が，過去の気候変動に対応した人間生活・経済活動の記述の上に至る所で発揮されている点は特記すべきであろう。

本書の内容は上述のように，極めてユニークなものであるが，さらにその価値を高めているものは，巻末の付録類である。まず，25ページに及ぶ注は著者の議論の基礎を知りたい研究者にとり大変有益であり，最後にまとめてある文献リストとの関係も丁寧に指示されていて有難い。これに続く付録は60ページ余に及び，著者の扱かったデータ，すなわち，氷河，ぶどう収穫期日および年輪についてのくわしい文献解題ないしデータそのものの提示である。その中でも14世紀中頃からのフランス各地のぶどう収穫期日に関するいろいろな表，またほぼ同じ時代のライン地方のぶどう収穫期日などは貴重なデータであり，今後の研究の上にも役立つであろう。また，著者の整理した結果にもとづいて，16世紀と11世紀のヨーロッパを中心とした世界各地の季節別の天候情報を図化したAspen diagram は，この時代の気候を概観，比較するのに便利である。16世紀の冬については，各種の出典からヨーロッパ各地，諏訪湖の結氷期日から日本の気温の状態を毎年しめしてあるし，降水についてはカタロニア，フランス，チューリヒの状態をしめしている。その他の季節についても，出典は違うが有益な情報が整理して図示されている。それら情報の出典はすべて明示されている。

以上のように，"気候の歴史"に関心をもつものにとって，本書は一読すべき内容をもっており，とりわけ，その学際的なアプローチにより説得的であることに示唆されるところが大である。

（前島郁雄）

## その後の地学クラブ

矢沢　大二

昭和36年２月に発足した地学クラブの集まりは現在までに135回の多きを算えた。この15年，夏休みなどを除いてほとんど毎月行なわれてきたこの集まりは，地学の諸分野における興味深い話題を通じての新しい知識の吸収，あるいはそれについての意見の交換の場であると同時に，参集者の懇談の場としての役割りも果してきた。

この集まりは協会の旧・現役員のつどい，つまり一種の同人の会という形で発足した[1]。つまりごく限られた範囲での集会ではあつたが，この種の会合が他になかつたこともあつてか，毎回参集者も多数にのぼつた。当初はクラブ関東，都市センターなどの,比較的立派な部屋が会場に選ばれ，各自の負担において，好みの飲物が用意されるなど，設営の上でも大いに行きとどいていたし，それだけ懇談の実も挙がつた。

その後，いろいろな事情もあつて，第58回からは地学会館会議室で行なわれることとなつた。その頃から参集者も多少減少し，大体10数名どまりとなり，現在に至つている。地学会館に移つてから暫らくの間は，会費を徴集して茶菓なども用意されたが，人手の関係から，間もなくそれもとり止めとなつた。なおその間，一時ではあるが，霞が関ビルの最上階にある東海大学の東海クラブその他で開かれたこともあつた。

発足当時に比べると，通知状も増加はしているが，経費や人手の関係から，いまでもまだそれほど広く行なわれているとは云いがたい。しかし集会の性格は発足当時とは次第に異なり，いまでは協会員の誰れでもが自由に参集するつどいとなつている。また当初は話題の提供者はほとんどいわば同人の誰れかであつたが，いまでは寧ろ地学のいろいろの分野を担つている人のお話しをきく会というように変わつてきている。

地学クラブは発足当初から，普通の講演会というよりは，むしろ肩のこらないつどいという性格であり，詳細な記録のようなものはとられてはいない。したがつて，時を経る間に，どんな話があつたのかも不明となるおそれがでてくる。事実，発足当時，あるいは暫らくの間については，既に不明の場合がいくつかはある。毎月第二土曜日午後におこなわれている地学クラブは，その規模こそはまことに小さいものに過ぎないが，随分と興味のある話題もあったし，また参集者の間で多くの意見の交換の行なわれたこともあつて，このつどいの意義はそれ相応に評価されるものと考える。そこで一つにはこのつどいについての最少限度の記録を残すため，また一つにはこれまで提供された話題を概観するため，これまでの講演者及びお話しの題目を以下にとりまとめてみた。ただし第１回から第84回までについてはかつてまとめたことがあるので，ここではそれ以後の分だけに限つた（本誌78巻３号，1969. p.p. 184～186参照)。なお現在は湊　秀雄会員及び筆者が地学クラブの世話人となつている。

### 地学クラブ講演記録 (2)

高須新一郎：最近の人工結晶について　(44. 7. 12)　第85回

坊城俊厚：北米合衆国政府機関の海洋地質調査　(44. 9. 13)　第86回

安斉俊男：アフガニスタン事情　(44. 12. 13)　第87回

湊　秀雄：フッ石を利用した酸素発生装置の開発　(45. 2. 14)　第88回

戸谷　洋：地理学徒の見たケニア　(45. 5. 9)　第89回

小坂丈予：最近の明神礁について　(45. 6. 13)　第90回

矢沢大二：チロールを歩く　(45. 7. 11)　第91回

野沢秀樹：フランス・ピレネー　(45. 9. 12)　第92回

森本良平：ペルーの地震を調査して　(45. 11. 14)　第93回

尾崎幸男：カリマンタンの地形調査　(45. 12. 12)　第94回

矢嶋澄策：アフガニスタン・イラン南部かけあるき(46. 3. 13)　第95回

町田　洋：火山灰の意味　(46. 5. 8)　第96回

貝塚爽平：ペルー・チリの第四紀地殻変動と大地

震（46. 6. 12）第97回

鎮西清高：死海および死海地溝について（46. 7. 10）第98回

沢村孝之助：トルコとその地質（46. 9. 11）第99回

阪口　豊：東アルプスと日本の山地（46. 10. 9）第100回

河村　武：日本における大気の汚染（46. 11. 13）第101回

堀　信行：東アフリカの海岸地形―段丘，珊瑚礁，海面変化（46. 12. 11）第102回

湊　秀雄：米国の鹹湖においてみられる沸石の産出（47. 1. 8）第103回

杉村　新：西インド諸島べっ見（47. 2. 12）第104回

鞠子　正：西部トルコの地質とアンチモン・水銀鉱床について（47. 3. 11）第105回

岩塚守公：中部アンデスの地形視察（47. 4. 8）第106回

宮沢俊弥：韓国の地質と鉱床．昔と今（47. 5. 13）第107回

保柳睦美：伊能図作製の陰の功労者（47. 6. 10）第108回

中村一明：アイスランドの火山と氷河（47. 7. 8）第109回

浜田隆士：ノボシビルスクからパミール高原の麓まで（47. 9. 9）第110回

山本正三：ブラジル視察記（47. 10. 14）第111回

木村俊雄：褶曲のいろいろ（47. 11. 11）第112回

安斉俊男：ナイジェリアの錫鉱床（47. 12. 9）第113回

今井直哉：タイ国蛍石鉱床について（48. 1. 13）第114回

石和田靖章：日本の石油開発事情（48. 2. 10）第115回

大島　治：デカン高原の地質と風物（48. 4. 14）第116回

川上喜代四：マラッカ・シンガポール海峡の協同測量（48. 5. 12）第117回

式　正英：カナダ北極，アクセルハイベルグ島の氷河と地形（48. 6. 9）第118回

早瀬喜太郎：アルゼンチンの最近の事情（48. 7. 14）第119回

中村和郎：ナイロビに暮らして（48. 9. 8）第120回

湊　秀雄：韓国・ブルガリアにおける堆積性沸石の事情（48. 10. 13）第121回

虎岩達夫：北米．とくにカナダの鉱業事情（48. 11. 10）第122回

岡山俊雄：南太平洋の船旅――ニューカレドニア・フィジー，東サモア，タヒチ等瞥見（48. 12. 8）第123回

青柳宏一：カナダ東部の地質と風物（49. 1. 12）第124回

大岩川和正：パレスチナのユダヤ人入植（49. 2. 9）第125回

湊　秀雄：フランス中部のカオリン鉱床を中心にして（49. 4. 13）第126回

茂木昭夫：海底俯瞰図に見る日本近海の海底（49. 5. 11）第127回

篠原邦彦：ペルーの昨今――ペルーの近況と地下資源（49. 6. 8）第128回

河辺　宏：国連の人口専門家養成（49. 9. 14）第129回

大島　治：火山噴火に伴う晶出鉱物の化学組成変化（49. 10. 12）第130回

太田陽子：ニュジーランドの変動地形（49. 11. 9）第131回

金子美道：最近の地熱開発の動向（49. 12. 14）第132回

安部喜也：乾燥地域の人々と水（50. 2. 8）第133回

平山　健：トルコの地下資源事情（50. 3. 8）第134回

浜　英彦：日本の人口――現在と将来（50. 4. 12）第135回

---

1）片山信夫：地学クラブ．地学雑誌．78巻3号　1969. pp. 100–101.

地学雑誌 第806号　昭和50年4月25日印刷
昭和50年4月28日発行

編集兼発行者　矢沢　大二

印刷所　一ツ橋印刷株式会社
東京都品川区上大崎3-12-15

発行所　社団法人 東京地学協会
東京都千代田区二番町12の2
郵便番号102
電話 東京(261)0809番
振替口座 東京66278番

# 東京地学協会取扱い出版物

## 1/5万 地質図説明書付き (除△印)

各 460円
〒 165円

上松
今治西部
伊予三崎
岩館
渡島小島
飫肥
蟹田
串本
小清水
小泊
垂水
妻籠
都井岬
西方
八丈島
春立
東茂住
敏音知
幌加内
本岐
神子元島
三日市
焼尻島
湯本
吉野山

各 600円
〒 165円

赤穂
阿寒湖
秋葉山
足尾
厚田
阿仁合
網走
虻田
荒島岳

飯田
伊万里
岩内

羽前金山
宇部
宇部東部
内の浦

襟裳岬
遠別

大江山
大垣
大迫
大畑
近江長浜
大村
奥津
鬼鹿
尾花沢
小浜
雄冬
渡島大島

海南
蝦ノ浦
加子母
金木
加治木
鹿屋
釜石
上里
上猿払
唐津
冠島

霧島山
北見

鞍岡

甲府
小口瀬戸
国分
国領
昆布森

佐用
猿留

塩尻
志布志
城端

周匝
須坂
砂川
諏訪

川内

鷹巣
田沢湖
但馬竹田
達布
田並
太良鉱山
丹後由良

近川
智頭

月形
土門
都[illegible]

当別
動木
苫前
富高
富山

那智
男体山

仁位
西徳富

沼田

根雨

鯨崎

羽島
初浦
羽幌
浜益

美幌
燧岳
肥前高島付野母崎
日奈久
日向青島
平戸
弘前
肥前江ノ島

深浦
船津
幌泉

母衣月
三島
三田井
三厩

森吉山
門別

焼石岳

米子
呼子

陸中野田

留萌

涌谷
若柳

各 890円
〒 165円

大屋市場
草津
五所川原
田老
津山東部
徳舜瞥
人首
妹背牛
△横田

850円 〒165円
山形市北部地質図

各 1,390円
〒 225円

磯浜
魚津
臼杵
川尻
金華山
久遠
五城目
竹貫
那珂湊
陸奥川内
米内沢

各 1,510円
〒 225円

大樹
飛騨古川

各 2,390円
〒 350円

蓼科山
浜松

---

各 〒 195円

| | | |
|---|---|---|
| 赤碕・大山 | 1組 | 600円 |
| 芦辺・勝本・郷ノ浦 | 〃 | 600円 |
| 大槌・霞露岳 | 〃 | 600円 |
| 大間・佐井 | 1組 | 600円 |
| 鳥取南部・鳥取北部 | 〃 | 600円 |
| 阿田和・新宮 | 1組 | 890円 |
| 伊予高山・八幡浜 | 〃 | 890円 |
| 掛塚・見付 | 〃 | 890円 |
| 邑知潟・虻ガ島 | 〃 | 890円 |

# 地學雜誌

# JOURNAL OF GEOGRAPHY



Vol. 84, No. 3 (807), 1975

目　次



## CONTENTS



**TOKYO GEOGRAPHICAL SOCIETY**
(TOKYO CHIGAKU KYOKAI)
***Founded in 1879***
Nibancho, Chiyoda-ku, Tokyo

# 東京地学協会取扱い出版物

**1/50万 地質図** 各 〒 135円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 東京 | 890 | 金沢 | 1,280 |
| 八丈島 | 500 | 岡山 | 1,280 |
| 奄美大島 | 500 | | |

**1/20万 地質図** 各 〒 135円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 石巻 | 440 | 深浦 | 620 |
| 大分 | 440 | 松山 | 620 |
| 男鹿島 | 440 | 宮津 | 620 |
| 唐津 | 440 | 稚内 | 620 |
| 高知 | 440 | 岩内 | 870 |
| 野辺地 | 440 | 天塩 | 870 |
| 羽幌 | 440 | 広尾 | 870 |
| 輪島 | 440 | 尻屋崎 | 870 |
| 青森 | 620 | 鳥取 | 1,140 |
| 網走 | 620 | 北見 | 1,140 |
| 伊良湖岬 | 620 | [illegible]山 | 1,140 |
| 酒田 | 620 | 斜里 | 1,140 |
| 新庄 | 620 | 留萌 | 1,140 |
| 標津 | 620 | 帯広 | 1,310 |
| 苫小牧 | 620 | 豊橋 | 1,310 |
| 七尾富山 | 620 | 知床岬 | 1,310 |
| 根室 | 1,140 | | |

各 〒 165円

| | | |
|---|---|---|
| 1/200万 | 日本温泉分布図 | 1,280 |
| 1/200万 | 日本変成相図 | 700 |
| 1/200万 | 日本の火山 | 1,490 |
| 1/200万 | 日本炭田図 | 890 |
| 1/200万 | 日本鉱床生成図 (14) | 720 |
| 1/200万 | 日本鉱床生成図 (15) | 940 |
| 1/ 20万 | 中部地方領家帯 | 2,100 |
| 1/ 50万 | 後期新生代地質構造図東京 | 1,280 |
| 1/ 50万 | 地質構造図秋田 | 1,090 |
| 1/2万5千 | 佐世保北部 | 1,090 |
| 1/2万5千 | 生駒山地西麓部 | 830 |
| 1/2万5千 | 鬼首 | 830 |
| 1/ 10万 | 石狩沖積低地 | 1,240 |
| 1/ 50万 | 第四紀地殻変動図近畿 | 1,580 〒 195 |

| | |
|---|---|
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 I | 610 |
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 II | 590 |
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 III | 560 |
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 IV | 1,490 |

| | |
|---|---|
| 地質図幅目録図(昭, 50年版) | 620 〒 80 |

**1/7万5千 地質図** 説明書付き 各 〒 165円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 鬼首 | 620 | 粟島 | 620 |
| 高松 | 620 | 勿来 | 620 |

各 〒 195円

| | | |
|---|---|---|
| 日本油田ガス田図(I) | 青山奥 | 820 |
| 日本油田ガス田図(II) | 横浜 | 820 |
| 日本油田ガス田図(III) | 横須賀 | 820 |
| 日本油田ガス田図(VII) | 魚沼 | 3,410 〒350 |
| 日本油田ガス田図(VIII) | 本宿 | 1,510 |
| 日本油田ガス田図(IX) | 七谷 | 820 |
| 日本油田ガス田図(X) | 茂原 | 2,140 |
| 日本油田ガス田図(XI) | 佐渡 | 1,510 |

| | | |
|---|---|---|
| 日本水理地質図(I) | 木曽川左岸・矢作川・豊川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(IV) | 山梨県釜無川および笛吹川流域 | 650 |
| 日本水理地質図(V) | 香東川・土器川・財田川流域 | 650 |
| 日本水理地質図(VI) | 愛媛県金生川・加茂川・中山川・重信川流域 | 650 |
| 日本水理地質図(VII) | 千葉西部 | 650 |
| 日本水理地質図(VIII) | 奈良県大和川流域 | 650 |
| 日本水理地質図(X) | 関東平野北西部 | 650 |
| 日本水理地質図(XI) | 長野県松本盆地 | 650 |
| 日本水理地質図(XII) | 兵庫県南西部 | 840 |
| 日本水理地質図(XIII) | 佐賀・福岡県筑後川中流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XV) | 都城盆地 | 840 |
| 日本水理地質図(XVI) | 仙台湾臨海地域 | 840 |
| 日本水理地質図(XVII) | 高知県・鏡川・国分川および物部川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XVIII) | 福岡・大分山国川および駅館川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XIX) | 熊本県白川および黒川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XX) | 鳥取県日野川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XXI) | 福岡県矢部川中流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XXII) | 山梨・長野県釜無川上流域 | 1,110 |
| 日本水理地質図(XXIII) | 長野・群馬県湯川および吾妻川流域 | 1,390 |
| 日本水理地質図(XXIV) | 長野県千曲川中流域 | 1,390 |

| | | |
|---|---|---|
| 空中磁気図(I) | 酒田−村上−弥彦−糸魚川海域 | 1,030 〒 250 |
| 空中磁気図(II) | 稚内−利尻−遠別−留萌−札幌海域 | 1,030 〒 250 |
| 空中磁気図(VIII. IX. X) | 厚岸−浦幌−苫小牧−函館−富川−襟裳−積丹海域 | 1,030 〒 250 |



写真 1　ワイウラ断層



**写真 2　段丘面上の旧流路**

## ワイラウ川沿岸の河成段丘をきる活断層

300マイル横ずれ説で有名なニュージーランドの アルパイン断層は，また第四紀後期にも活発な累進的変位を続けている活断層で，沢山の見事な活断層地形を形成した。アルパイン断層系の活断層は右横ずれを変位を主とし，その速さはほぼ1000年に数メートルとみつもられ，その1/5ないしはそれ以下の垂直変位を伴なている。これらの活断層に沿つて段丘崖や谷・尾根の右横ずれを始めとし，低断層崖，横ずれに伴なう小規模なふくらみや凹地などの新鮮な変位地形がみられる。水田耕作など集約的土地利用の進んでいるわが国なら，すぐに改変・消滅されてしまうと思われる小さい凹地やふくらみの一線状の配列，低いが新鮮な形をのこす低断層崖などはまことに印象的であつた。

アルパイン断層は，北部でいくつかに分岐するが，これ自体の延長はワイラウ断層で，これに沿つて広大な河成段丘をもつワイラウ川が流れている。上の写真はその一部で，一面放牧地として利用されている。段丘面上には，過去の流路のあとが明瞭にのこつており，このような旧流路のオフセットも横ずれ変位量の推定に役立つ。ワイラウ川に合流する諸支流はワイラウ断層を横切るところで一様に右に屈曲している外，多数の場所で段丘を変位させる活断層地形がみられるが，その中もつとも有名なものが支流の一つブランチ川右岸の例である。前頁写真の比高の大きい急崖(段丘崖)の下に小さな比高をもつ数段の河成段丘があり，それが左中央から右下に走る直線状の低断層崖できられている。低断層崖の両側での旧流路のオフセットのいくつかは写真上でも明瞭である。右横ずれの量はワイラウ面（最終氷期の堆積面）で約70メートルであるが，若い面ほど小さく，もつとも若い面で3メートルとなり，累進的な横ずれの進行を示す。段丘面上での変位量とこの付近の地震断層による横ずれ量との関係から，500～900年に1回のわりで変位が生じたと考えられている。なお，垂直のセンスが時代，場所によつて異なるのが横ずれ断層の特色とされており，ここでも，写真からはよくわからないが初期には南おちであつたのが後に北おちに転じた。

（太田陽子）

地学雑誌 84, 3 (1975)

# 瀬戸内海地域の人口・経済の将来規模と環境の事前評価

横　山　昭　市*

## Prospect for the Future Environmental Change of the Inland Sea Region in Japan

Shoichi YOKOYAMA

**Abstract**

Along the shores of the Inland Sea in Western Japan, many new factories have been constructed here and urbanization have remarkably expanded during the 1960's. As a results the region is facing air and water pollution and also urbal sprawl is aggravated. We regret to say we had scarcely any scholars who studies to forcast the present condition. This paper is the first report of study on the future environmental changes of the Inland Sea region which deals with land and sea areas. We recognized that the following two points seem to the basic subjects to investigate: 1) to discuss the balance of water supply and demand on account of the Mediterranean sea climate and lack of big rivers, 2) consider to the quality of sea water inflow of home usage water, industrial and agricultural effluents. And we made efforts to approach the objects through systematic analysis on the items-size of population and industrial output in the future, posibility of developing water resource and discharge of pollutant water into the sea.

The results of this research are summerized as follows: 1) During the period from 1965 to 1985, the region will come to have 10.6 million inhabitants, its concentration into the small coastal lands will be accelerated, and the industrial output will increase eight times, which is much indebted to the growth the heavy-chemical industries. The estimated demand for fresh water will amount to 75 million tons daily, incidentally 52 million tons are now needed every day. As it is difficult to meet the demand especially in the central part of the region, that part will surely become a serious water shortage area. 2) Total volume of the BOD, COD, SS and oil pollutant will amount to 1.4 times during the period from 1969 to 1985, even under the government restriction on the discharge level which is 50 percent severer. The industrial and agricultural effluents occupied the greater part of burden, and the COD pollutant will increase remarkably.

The point which author especially emphasizes is that we have make efforts to alter the industrial structure from resouce-consuming industries to value added industries, and to promote to use the recycled water for home usage. But the study on the diffusion of polluted water in the sea is the subject for a future study.

* 愛媛大学法文学部地理学教室 Institute of Geography, Ehime University

## I まえがき

この研究報告の意義は，第一に瀬戸内海の沿岸域と海域とを関連させての総体的な研究を意図したこと，第二には，瀬戸内海地域の利用開発と環境保全との関係をいかに求めるべきかについての環境変化の事前評価 Assessment を試みたことにある。

瀬戸内海地域は，昭和30年代以降，まさに内海時代の到来を経験した。沿岸域は太平洋ベルト地域の一環となり，瀬戸内メガロポリスと称されるほどに都市域の連担が進行し，工業化も大規模生産の利益追求が可能な沿岸埋立地立地の石油化学コンビナートや鉄鋼業などを主導業種として急速な発展をとげた。しかし，この発展は工場公害や交通公害などを随伴し，とくに準海洋的性質をもつ内海の自然態様，沿岸域の地理的環境の特異性などから，海水や大気の汚濁・汚染，植生の再生困難な状態を現出した。この地域の利用開発に際して，公害抑止技術の開発と環境保全政策の強力な推進を期待する一方では，これからの工業化・都市化をどのような方向に主導してゆくべきかの解決に直面することとなつた。これには，次のような地域的特徴があることに注目しなければならない。第一は，工業化や都市化が急速な発展をとげた地域であつてみれば，将来の発展指向の探索は決して容易ではないこと，第二は，内海の環境保全が沿岸域の開発利用に厳格な条件となつて登場していることである。

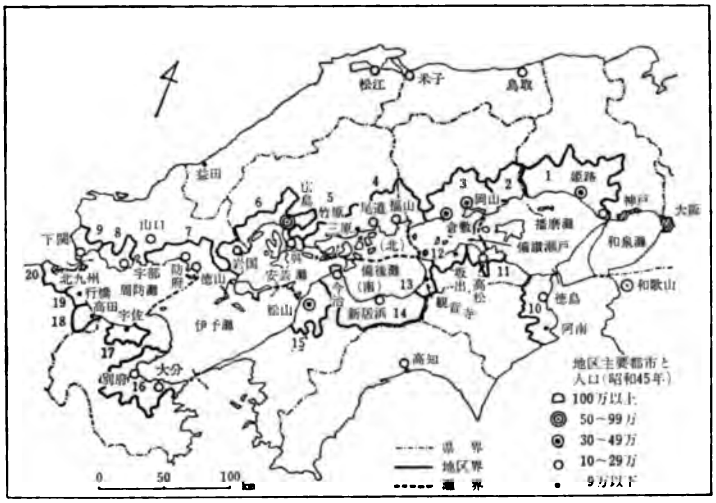
地域の将来の開発利用の指向探索にあたつて接近への手法のひとつは，現在に至る開発結果を将来に延長し，その規模を推定するとともに，種々の環境保全の条件をあてはめての事前評価を試みることである。もとより環境はその構成諸要素による総体として作用するだけに，環境保全の条件設定も複雑であることはさけられない。そこで瀬戸内海地域に関しては，その地理的環境の特性と経済発展の状況とを考慮して，次のような前提のもとで試論を展開することとした。すなわち，1) 瀬戸内海地域は，河川水依存の用水確保で安定的取水が困難な地域であつてみれば，生活用水や工業用水の需給バランスがどのようになるのかということである。これについては，人口と工業生産（製品等出荷額）の規模を推計し，供給可能量との関係をみる。2) 沿岸域については用水需給バランスを探索するが，その陸地部分での経済活動や住民の生活が海域に対してどのような影響を与えるかについて，生活廃水や産業(廃)水による海水の水質汚染負荷量を算出し[1]，改めて環境としての海域の存在がいかなるものかについて検討する。

このような研究は，瀬戸内海地域の将来の利用開発に対して基礎的な活動のひとつだと考えるが，それはまた学際的研究協力を必要とする。幸いにも中国地方経済連合会が，瀬戸内海の将来利用に関する総合的研究を試み[2]，筆者はその工業分科会主査として昭和45年11月から昭和47年７月にわたつて，主としてこの地域の工業開発の指向を検討する機会を得た。上記の環境変化に対する事前評価へのアプローチもこれによつたものであるが，ここに改めて研究報告として公表することとした[3]。ただ，あらかじめ断つておきたいことは，将来規模の推計作業が経済高度成長期であったことから，結果の評価を現時点でみたとき，かなりきびしい条件で手直しする必要があるが，これは未着手である。また，規模については既往実績を思いきつて将来延長したものがあるが，それは，むしろこのままのほうが研究意図にそうものと判断したことによる。

## II 将来規模推計の方法

### 1．対象地区

瀬戸内または瀬戸内海地域と称されるところの地理的範囲は，一般に瀬戸内海の沿岸と島しよを含むところとされている。しかし，これは漠然とした地域概念であり，行政地区単位でまとめられた諸統計を利用しなければならない立場からすると，対象地域を明確にすることが研究の第一前提となる。本研究では，瀬戸内海地域の範囲ならびに対象地区を次のように設定した。瀬戸内海は，東は紀伊水道西部沿岸（徳島県東部）から淡路島北部の明石海峡より西方，播磨灘，備讃瀬戸，備後灘，燧灘，安芸灘，伊予灘をへて豊予海峡以北，周防灘，西は関門海峡で境されたところのこれら灘海域の沿岸である[4]（第１図）。紀伊




地区名 1. 播磨(工特) 2. 東備 3. 岡山県南(新産都) 4. 備後(工特) 5. 芸南 6. 広島湾(岩国をふくむ) 7. 周南(工特) 8. 宇部・小野田 9. 下関 10. 徳島(新産都) 11. 高松 12. 坂出・丸亀 13. 観音寺・託間 14. 東予(新産都) 15. 松山 16. 大分(新特都) 17. 周防灘 18. 豊前 19. 行橋・刈田 20. 福岡県北(北九州)

第1図 瀬戸内海地域における地区および灘域

水道西部は，対象地区として徳島新産都地区を入れたことから便宜的に編入したもので，実際は鳴門海峡から西方である。県別でみると，兵庫(西部)，岡山，広島，山口，徳島，香川，愛媛，大分(北部)，福岡(東部)の9県にわたる。

人口や工業製品等出荷額(産業中分類)，用水需給などの規模推計にあたつての統計区を，通産省工業統計表用地用水編に示された工業地区をもつてあてた。瀬戸内海地域にふくまれる工業地区は38を数える(ただし，岡山県津山地区，愛媛県の大洲と八幡の三地区は，内陸または海域外として除外した)。この38工業地区のうち新産業都市や工業整備特別地域にふくまれるものについては，播磨，岡山県南，備後，周南，徳島，東予，大分について包括することとし，また岩国工業地区は広島湾地区に含むこととした。この結果，対象地区は20に再編された。なお，人口や生活廃水量の推計などの必要からみて，岡山県の東備地区には都市がなく，大分県の周防灘地区には中津市が入らないが，これらは大勢に影響を与えるほどのものでないと判断し補正しないこととした。

## 2. 推計の方法

### 1) 人口規模

人口その他の将来規模の推計では，昭和40年基準，昭和50・60年を目標年次とした。これは昭和44年5月の新全国統合開発計画の計画期間に対応させたものである。人口規模の推計は，この研究にとつて最も基礎的な作業であつた。それは，用水需給における生活用水の推計，汚染負荷量の算出における生活廃水量の推計などに関連する。人口推計は，まず地区別にそれぞれの地区内市町村人口の既応値(昭和30～45年)を国勢調査と法務省の住民登録人口を用いて求め，昭和50・60年の理論値をロジスティック曲線(三群法・三点法)，修正指数曲線，指数曲線，回帰放物曲線，回帰直線によつて計算した。ついで，この理論値を厚生省人口問題研究所による各県メディアム値(A)と各県計画値(B)を基準に調整，さらにこの県単位人口(A, B)を地区単位に修正するためシェア差を漸次逓減して将来シェアを算出し，これに県単位人口を乗じて地区人口を求めた。この場合，基準人口(A, B)と各種の推計値をグラフにおとし，適当と思われる傾向値を採択，これを調整して採用した。

2) 経済規模

経済の規模を工業生産（製品等出荷額）で代表させた。この推計値は，人口規模と同じく用水需給量と汚染負荷量のうち産業廃水量の算出の基礎となる。工業製品等出荷額は，同様に昭和40年基準，昭和50・60年の規模を推計したが，それは，各（工業）地区別の出荷額と産業中分類による業種別構成シェア値とによつて算出することとした。ただし，地区は通産省工業統計表の用地用水編によつているため，既応値では従業者30以上の事業所が対象となつた（総額の80%をカバーしたものと判断した）。

製品等出荷額の将来推計作業で，通産省・建設省・経済企画庁のそれを検討したとき，昭和60年目標（計画）値にはかなりの不整合があることがわかつたので，敷地生産性による推計が適当だとした。しかしながら，本研究では最終的に業種別の出荷額を必要とするため，結局，通産局が昭和46年に工業団地長期造成計画を策定しているので，これによる地区別の出荷額（全事業所）を採用することとした。もつとも，瀬戸内海地域をカバーする大阪，広島，福岡，四国の各通産局が算出した昭和60年の全国総出荷額が，例えば広島通産局204兆円，福岡通産局160兆円，四国通産局332兆円と相違が著しいために，改めて昭和60年に至る経済成長率を算定し（昭和44～50年が全国平均11.7%，50～60年を8.7%と見込む），国民総生産額の推計とも対比させ204兆円（昭和40年価格）が適当と判断し調整することとした。

3) 用水需給量

まず工業用水については，上記 2) の昭和50・60年の工業製品等出荷額の地区別推計によつて，これに建設省所管施設整備基本計画（昭和45年）のなかで，各県が使用している昭和50・60年の用水原単位（淡水補給量）を乗じて算出した。生活用水量は，同じく上記 1) で推計した地区別人口に将来の普及率，1日1人当たりの給水量を乗じて算出し，これから工業用給水量をさし引いた。なお，普及率と給水量は工業用水の推計と同じく建設省の基本計画によつて逆算した。農業用水は，昭和40年の実績を建設省の基本計画にあるものを準用し，昭和50・60年にも同量の用水が必要だと仮定して，そのまま延長した。これら需要量の推計に対して供給量については次の方法をとつた。昭和50・60年という年次に関係なく，各地区の河川ごとに開発可能限度量を建設省資料から積算し，給水量は将来の需要量を勘案して分水可能なものはそれを考慮した。この場合，建設局による各地方（地区）の地質概査結果をも検討した。従つて，将来供給可能（開発）量は，今後の開発で増加される可能量を意味する。

3. 海域水質汚染負荷量

海域（全面積15,900 km²）の水質汚染負荷量の算出は，沿岸域の生活廃水，工業による産業排水，それに養豚による家畜廃水の発生を前提とし，海域を灘別に区分して沿岸域の各地区をこれに再編した。汚染負荷量の過年度および昭和50・60年度の推計は，きわめて複雑かつ緻密な算定を要するが，とくに瀬戸内海に関するこの方面の既往研究は皆無にひとしい。これについては，汚染発生源および環境制御の立場から，社会工学的（システム工学的）手法によりマクロ解析を試みた津田　覚の作業結果を利用した[5]。もつとも，その算定作業では，生活廃水については人口規模，産業排水では工業製品等出荷額など前項3)で得た推計値を用いた。

汚染負荷量の算出を要約すると次の通りである。過年度（昭和37～43年）については，産業排水について工業製品等出荷額中分類の業種別排水汚染負荷原単位（出荷額100万円当たり汚染負荷量 g/日，ただし食料品，パルプ・紙・紙加工品，化学，鉄鋼は別途原単位を採用）と年度別工業製品等出荷額（業種別）を昭和40年価額でデフレートしたものを用いた。生活廃水では，その汚染負荷原単位を算出するとともに，公共下水道処理，し尿処理，し尿浄化槽，海洋投棄，山林等への処分など処理方法による除去率と処理人口（県別）を算出した。家畜廃水では豚のみを対象として汚染原単位と県別飼育分布を採用して算出した。

叙上の方法で，BOD（生物化学的酸素要求量），COD（化学的酸素要求量），SS（浮遊物質量），油の負荷量を算出するが，それは県別・地区別をもとに各灘別へとまとめた。昭和50・60年の推計にあたつて

は，産業排水では上述したように地区別の工業製品等出荷額推計を用い，工業用水排出量（m³/日）および指定水域ごとの水質基準，その他の水域では水質汚濁防止法による排水基準をもとに，地区別灘別にCOD・SS・油の負荷量を求めた。ただし，昭和55・60年については，上乗せ排水基準（昭和50年では現行の30%，昭和60年は同じく50%それぞれきびしくしたものとする）を適用した。このほか排水濃度を使用し，さらに生活廃水量では，さきの地区別人口規模推計と建設省所管別基本計画による公共下水道処理人口などの資料を活用し，家畜廃水でも農林省の「農産物の需要と生産の長期見通し」(昭和43年11月）のほか，各県の畜産振興計画などを参考に豚飼育の長期見通しをたてた。このほか，ゴミ処理による洗浄排水負荷量も算出し参考値として用いた。

産業排水，生活廃水，家畜廃水，農地廃水それぞれについてN（チッ素）とP（リン酸）の各海域別負荷量の解析結果をも利用した。産業排水では，N・P製品化学工業とそれ以外の業種について，前者はその生産工程の検討や外部への排出量を算出，各製品（N系肥料，カプロラクタム，その他P系肥料など）の生産量に対する環境流出率および水域排出率を求め，この各製品別汚染負荷原単位をもとに製品別・業種別に発生負荷量を算出した。生活廃水と家畜廃水については，年度別・汚染負荷原単位を用いてBODなどの場合と同方法で算出し，農地廃水では，各県のNとP換算の肥料消費量，農地面積や肥料流出率（水田ではNが30%，Pが4%，畑地ではNが30%，Pが2%とする）より算出した。

## III　人口・経済の将来規模

### 1. 人口規模

瀬戸内海地域の20地区には，広島市や姫路市，北九州市などをはじめ瀬戸内海沿岸域の都市人口の大部分をふくみ，地区外の都市は山口市や津山市など9市にすぎず，それらは内海に流入する河川流域にあるものの内陸に位置し，しかも人口規模からして5万人以下の小都市がほとんどである。20地区のそれぞれには，100万都市の北九州市をはじめ兵庫，山口，福岡の3県を除く他の6県の県庁所在都市ならびにその他の地域中心的都市をふくみ，工業地区というよりも都市圏としてみたほうが適当なほどである。ところで，人口の将来規模の推計はシエア値によつて算出されたもので，静態人口といつてもよいが，これを前提に推計結果について次の諸点を指摘したい。

第一は，20地区の合計人口が増加するばかりでなく，県内総人口に対するシエア上昇が著しい地区もあつて，瀬戸内海沿岸地域への人口集中がいつそう顕著になるということである。20地区の合計人口は，昭和40年の8,603千人から同60年には22.9%増となり10,575千人に達する(第1表)。これは，各地区をふくむ県内総人口に対するシェアが9県平均で昭和40年の26%から同60年には29%に上昇することを意味する。播磨や福岡県北の両地区は，神戸市や福岡市などが県内にあるため，そのシエアは各々32%，20%にとどまつているが，岡山県南は75%，徳島68%，大分56%など過半を占める単独区もある。県内に複数地区を有するところの県内シエアははるかに高く，山口県内の下関，周南，宇部・小野田の3地区で81%，広島県の広島湾・芸南・備後を合わせると87%，同様に香川県の3地区でも69%，愛媛県内2地区が合わせて67%と多い。しかも，これらの地区はそれぞれシエアの上昇をみており，最高は岡山県南地区の57%から75%への上昇である。大分地区も39%から56%へと上昇する。他方，北九州や宇部・小野田，東備，観音寺・託間，豊前の各地区は，人口増加が緩慢または減少傾向にあるためシエアは低下する。

人口100万を有する地区が昭和40年に播磨，広島湾，北九州の3地区であつたのに，昭和45年には岡山県南地区が加わり，昭和60年には備後地区が90万を越えると推定される。東西約500kmの瀬戸内海沿岸の，しかも山陽地方に，並列的に人口集中地区があることは日本の他の臨海地方には例がない(第2図)。山陽地方は，これまでの都市化・工業化の進展によつて，それぞれの県内人口分布のうえで「南厚北薄」の地域的不均等を生じ，経済発展にも格差を生じてきた。将来，地区人口が推計値のようにシエアを増大してゆくとすれば，地域格差にいつそうの拍車をかけるのではないかと考える。他方，北四国や北九州の各地方では，地区人口の県内シエアは相対的に低い。これは県内総人口の絶対数が少ないことに加えて，

第1表　瀬戸内海地域の地区人口（昭和40～60年）

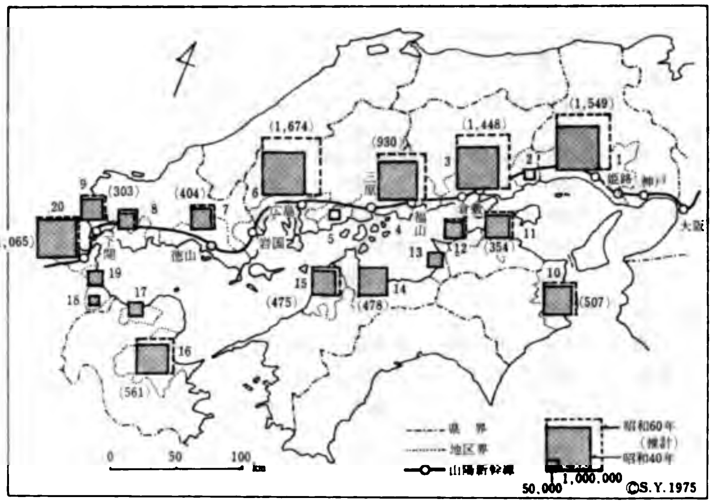
| 地　区 | | 人口 (1,000) 昭和40年 | 昭和45年 | 昭和50年 | 昭和60年 | 増加率(%) 昭和40～60年 | 地区内の都市と町村数 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 山陽 | 1. 播　磨 | 1,156 | 1,286 | 1,368 | 1,549 | 140.0 | 姫路，明石，加古川，相生，竜野，赤穂，三木，高砂，小野，西脇，加西，他13町 |
| | 2. 東　備 | 70 | 67 | 66 | 64 | 91.4 | 熊山町他5町 |
| | 3. 岡山県南 | 943 | 1,050 | 1,184 | 1,448 | 153.5 | 岡山，倉敷，総社，玉野，他26町村 |
| | 4. 備　後 | 735 | 793 | 835 | 930 | 126.5 | 福山，尾道，三原，因島，府中，笠岡，井原，他13町村 |
| | 5. 芸　南 | 60 | 59 | 59 | 60 | 100.0 | 竹原，他2町 |
| | 6. 広島湾 | 1,136 | 1,270 | 1,408 | 1,674 | 147.3 | 広島，呉，大竹，岩国，他16町村 |
| | 7. 周　南 | 389 | 406 | 405 | 404 | 103.9 | 徳山，防府，下松，光，柳井，他5町村 |
| | 8. 宇部・小野田 | 228 | 217 | 206 | 189 | 82.9 | 宇部，小野田，他1町 |
| | 9. 下　関 | 275 | 278 | 291 | 303 | 110.2 | 下関，他1町 |
| 北四国 | 10. 徳　島 | 460 | 469 | 479 | 507 | 110.2 | 徳島，鳴門，小松島，阿南，他6町村 |
| | 11. 高　松 | 292 | 309 | 324 | 354 | 121.2 | 高松，他3町村 |
| | 12. 坂出・丸亀 | 184 | 188 | 191 | 204 | 110.9 | 丸亀，坂出，善通寺，他2町 |
| | 13. 観音寺・詫間 | 95 | 91 | 89 | 85 | 89.5 | 観音寺市他4町 |
| | 14. 東　予 | 477 | 475 | 478 | 478 | 100.2 | 新居浜，今治，西条，川之江，伊予三島，他12町村 |
| | 15. 松　山 | 371 | 403 | 430 | 475 | 128.0 | 松山，伊予，北条，他1町 |
| 北九州 | 16. 大　分 | 465 | 498 | 521 | 561 | 120.6 | 大分，別府，杵築，他7町 |
| | 17. 周防灘 | 80 | 75 | 75 | 74 | 92.5 | 宇佐，豊後高田 |
| | 18. 豊　前 | 65 | 64 | 63 | 62 | 95.4 | 豊前，他3町 |
| | 19. 行橋・苅田 | 80 | 83 | 85 | 89 | 111.3 | 行橋，他2町 |
| | 20. 福岡県北 | 1,042 | 1,042 | 1,063 | 1,065 | 102.2 | 北九州 |
| 合　計 | | 8,603 | 9,123 | 9,620 | 10,575 | 122.9 | |

注）人口推計で既往値は昭和30～45年をとった。昭和40・45年は国勢調査人口，地区内の市域は昭和40年現在である。備後地区の笠岡・井原その他1町は岡山県，広島湾地区の岩国その他2町村は山口県に属する.

資料：横山昭市(1973)：瀬戸内海地域の工業開発の将来，中国地方経済連合会，p. 36.（中国電力経済研究所の算出による).

中心的都市たる県庁所在都市人口が30万前後で，しかも，県内都市のランクでも primate city として存在してきたことなどによる。山陽地方の人口規模とその地区別分布，シエア値変化などと比較すると北四国や北九州地方は，開発途上地域だといえる。

第二は，人口規模と居住空間との関係において，人口の局地的集中化は住民をして逃げ場のないフイジカルな制約下にいっそう追いこむ可能性が大だということである。居住空間を可住地面積として考え，それを標高100 m 以下の土地とした場合，瀬戸内海沿岸9県のその面積は17,533 km² といわれ，これは9県の総面積の僅か16.1%（全国では29.5%)，関東平野の総面積 20,279 km² にも及ばない[6]。比較的広い平地は，姫路，岡山，中津，讃岐の各平野であるが，それらは連担しておらず，20地区のなかでも播磨と岡山県南の両地区が平地も多くて内陸部に小都市の成立をみるものの，その他の地区では，地形的に平地の




注）図中の番号（　）内の数字は昭和60年推計人口（1,000人）
第２図　瀬戸内海地域における地区別人口規模（昭和40・60年）

乏しい沿岸に都市の成立をみ，人口集中地となつてきた。昭和45年の DID（人口集中地区）人口の都市総人口に占める割合は，全国平均53%であつたのに対して，広島市は93%，呉市87%，大竹市76%，下関市74%とかなりの集中率であり，その人口密度も 1 km² 当たり10千人をこえる稠密な都市が多い。広島湾地区は，住宅地が湾岸周辺の山麓や狭長な山間低地まで密集住宅地化が進んでいる典型的な地区だが，このような例は下関地区，岡山県南地区の倉敷市周辺，備後地区の尾道市周辺などにも多くみられる。と同時に，戦後の瀬戸内海沿岸には海浜の埋立が進行し，それが工業用地として転用されるに及んで，臨海都市の沿岸部は港湾以外の産業用地として占有され，都市住民の生活空間は実質的に海から遠ざけられることにもなつた。瀬戸内海地域には，姫路と徳山・下松の２つの特定重要港湾をはじめ広島，呉などの重要港湾は22を数えるが，都市の発達にとつて港湾が重要な役割をいぜんとして果し，しかも，かくも多くの港湾が集中しているのは瀬戸内海地域の特色でもある。しかし，これら港湾の機能にも消長があり，石油化学コンビナートや製鉄所などの新規立地をみた地区の港湾の活動は拡大するいつぽうでは，内航路の拠点港などは港勢の漸減をみている。つまり，港湾の機能の変化は，都市住民の生活空間の一部としてあつた海との結合から，臨海工業発達への産業基盤としての港湾となり，住民は土地利用のうえから海と隔てられるようになつて，臨海都市から内陸化都市への転向を意味するものとなつた。

臨海都市の内陸化都市への変化は，広島市をはじめ，坂出市，松山市，大分市，倉敷市などが典型例であるが[7]，この傾向に対して，工場公園 industrial park の造成計画も考えられてはいるものの実現には遠い[8]。瀬戸内海地域では，その将来人口の沿岸地区への集中化の予測に対応して，居住空間としての陸地と海域の利用への総合的な利用計画の研究が着手されるべきである。

## 2. 経済規模

ここでは，工業生産（製品等出荷額）をもつて経済規模を代表させていることと，その将来推計値は計画値であり，value base によつていることなどを予じめ断つておきたい。

瀬戸内海地域の９県のうち，阪神と北九州の工業地帯を構成する兵庫，福岡の両県を除いた７県を瀬戸内工業地帯とするならば，この７県の工業製品等出荷額の全国に占める割合は，昭和40年の9.5%が昭和46年には10%と僅か上昇した。これは，同工業地帯が京浜（京葉），阪神，中京のわいゆる三大工業地帯につぐ地位を占めたことを示すいつぽうでは，いぜん10%程度のシェアしか占め得ないのは，既集積の三大

第2表　瀬戸内海地域の地区別工業製品等出荷額(昭和40～60年)

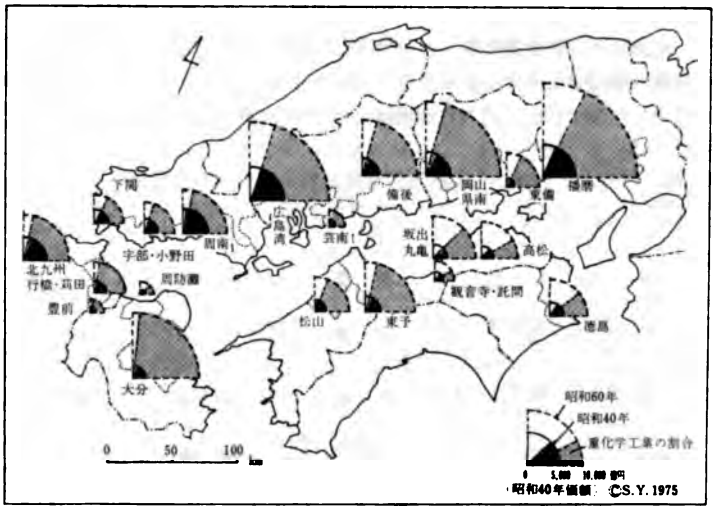
| 地区 | | 製品等出荷額(億円) | | | | 増加率(%) | 重化学工業化率(%) | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 昭和40年 | 昭和46年 | 昭和50年 | 昭和60年 | 昭和40～60年 | 昭和40年 | 昭和50年 | 昭和60年 |
| 山陽 | 播磨 | 5,463 | 13,948 | 19,414 | 50,615 | 927 | 74.9 | 72.3 | 77.5 |
| | 東備 | 201 | 514 | 2,397 | 4,314 | 2,143 | 9.0* | 66.3 | 69.7 |
| | 岡山県南 | 3,806 | 12,407 | 17,447 | 33,353 | 877 | 68.6 | 77.1 | 81.7 |
| | 備後 | 1,760 | 5,893 | 12,786 | 23,856 | 1,355 | 70.0 | 81.4 | 82.5 |
| | 芸南 | 308 | 668 | 618 | 1,179 | 383 | 90.4* | 80.4 | 69.0 |
| | 広島湾 | 6,143 | 13,220 | 20,070 | 37,512 | 611 | 78.9 | 72.0 | 77.9 |
| | 周南 | 2,858 | 6,110 | 9,107 | 18,111 | 634 | 95.2 | 86.2 | 85.5 |
| | 宇部・小野田 | 861 | 1,953 | 3,786 | 6,654 | 773 | 79.8 | 91.0 | 78.2 |
| | 下関 | 687 | 1,667 | 2,525 | 4,703 | 685 | 66.0 | 62.5 | 67.9 |
| 北四国 | 徳島 | 726 | 2,031 | 4,208 | 9,077 | 1,250 | 59.4 | 38.8 | 40.5 |
| | 高松 | 360 | 1,246 | 1,562 | 2,597 | 721 | 50.8 | 38.9 | 34.1 |
| | 坂出・丸亀 | 388 | 1,490 | 4,237 | 9,435 | 2,431 | 31.1 | 46.2 | 48.3 |
| | 観音寺・詫間 | 110 | 358 | 476 | 1,156 | 1,048 | 66.0 | 19.1 | 31.3 |
| | 東予 | 1,769 | 5,010 | 6,758 | 12,940 | 732 | 70.6 | 74.5 | 76.4 |
| | 松山 | 1,130 | 2,342 | 2,959 | 5,761 | 510 | 86.2 | 80.0 | 80.1 |
| 北九州 | 大分 | 467 | 1,467 | 8,337 | 19,863 | 4,254 | 71.3 | 92.2 | 94.2 |
| | 周防灘 | 10 | 55 | 303 | 424 | 4,240 | — | 46.9 | 39.7 |
| | 豊前 | 98 | 254 | 338 | 1,736 | 1,771 | 14.5* | 73.1 | 85.8 |
| | 行橋・苅田 | 68 | 348 | 870 | 6,952 | 10,224 | — | 89.6 | 91.8 |
| | 福岡県北 | 5,305 | 10,340 | 11,170 | 19,900 | 375 | 75.7 | 78.1 | 84.5 |
| 合計(平均) | | 32,516 | 81,321 | 129,368 | 270,136 | 831 | 64.4 | 68.3 | 69.8 |

注）昭和40・46年は実績，＊業種別製品等出荷額でx記載が多いことを示す，なお，製品等出荷額算出は従業者30人以上の事業所である。重化学工業は産業中分類に示す化学，石油，石炭製品，鉄鋼，非鉄金属，金属製品，機械，電気機械，輸送用機械，精密機械，武器製造業をいう．

資料：前掲第1表と同じ，p. 39（中国電力経済研究所の算出による）．

工業地帯がなお日本の工業生産をリードしていることを意味する。しかし，経済高度成長期の昭和38～43年の付加価値額の伸び率でみると，岡山・広島・山口の山陽地方県のそれは17%と全国首位であつたし，四国でも12%と九州や関東地方を上廻つた。この理由は，重化学工業生産の伸長が大きく寄与しており，従業者1人当たりの付加価値額の伸び率でも，愛媛・大分・香川・岡山などの各県が，新産業都市や新興工業地区を有することから全国平均を上廻つた。

地域内20地区についてみると，その実績では昭和40年に全国の10.7%を占めたが，同46年には13.4%に上昇，さらに昭和60年には27兆円（昭和40年価額）をこえるものとみられ，これは昭和40年の8.3%，全国シェアはいぜん13.4%となつている。地区別の地域内シェアと伸び率をみると，昭和60年において，播磨地区が18.7%（昭和40年16.8%）で首位にあり，以下広島湾13.9%（同18.9%），岡山県南12.3%（同11.7%），備後8.8%（5.4%）などの地区がつづく。これら山陽地方と北九州（福岡県北）の地区は，昭和60年に合計74.1%を占めるが，昭和40年に比べるとそのシェアは若干低下する。それは，大分，東予，坂出・丸亀，徳島，行橋・苅田など北四国や北九州地方の工業生産が増加すると見込まれているからであ




第３図　瀬戸内海地域における地区別工業生産（製品等出荷額）の規模（昭和40・60年）

り，とくに大分地区は42倍をこえる伸びを示す(第２表)。また，重化学工業化率は平均して昭和40年の64%から同60年には70%近くに達するが，地区別には，岡山県南はじめ備後，大分などの新産都や工特の指定地区が重化学工業化率をなお高め，他方，広島湾や播磨，周南，東予など既集積の工業地区のそれは相対的に低い（第３図)。

瀬戸内海地域の工業の将来について，計画値の意味する若干の点について指摘したい。

第一は，従来の瀬戸内海地域の工業生産には地域的不均衡があつたが，将来は，これが遂次均衡化をとげてゆくものとみられる。播磨，広島湾，岡山県南の各地区は，いぜん生産規模が大で，この地域の工業化の主導的地位をつづけるが，備後や徳島，坂出・丸亀，東予，大分などの地区は，前者につぐ工業地区として成長し，工業化の遅れた地域をリードする拠点となる。

本地域の工業の発達は，地理的に東の阪神と西の北九州の両工業地帯の間に介在していることから，これら両地帯の工業化に随伴して遂次局地的な工業地域の形成をみてきた[9]。明治時代には，まず第一次金属生産（銅精錬）と造船など，瀬戸内海地域のもつ資源や伝統的な海運活動に由来した工業の立地が極めて局地的に進んだ。大正期から昭和初期にかけては，労働力と水と内航海運を利しての近代紡績の進出，在来工業の成長と石炭・同製品の生産，軍需工業などの立地が進んだ。とくに，播磨地区では阪神工業地帯の外延的拡大をみ，下関，周南地区は北九州工業地帯とのつながりをもち，広島湾地区は機械系や金属・繊維工業の集中立地をみた。昭和10年頃からは軍需工業の地方分散による工業立地が進んだが，局地的な集中をみたこれら業種が戦後の本地域の重化学工業化の先発となつた。

昭和30年代には，石油化学工業の急速な成長と，岡山県南（水島）や周南地区でのコンビナート形成，備後（福山）地区の鉄鋼業や坂出地区の造船・化学工業，さらに徳島，東予，大分の各新産都市地区への大型工場の進出などをみた。これら新興工業地区は，大規模生産のメリット追求に好適な用地・用水・港湾などを提供したところであり，この結果，産業運河として位置づけられてきた瀬戸内海は，直接に工業地へ結合した海域となつた。

工業立地における瀬戸内海地域の地理的条件は，沿岸背後地に平坦地が乏しいことであるが，三大工業地帯につぐ工業生産をあげえたのは，まず沿岸部に埋立可能地が多かつたことである。昭和29～44年にかけて本地域では合計4,775 ha が臨海造成工業用地として開発され，昭和45～50年には9,701 ha の用地の新規開発が計画されている[10]。もつとも，瀬戸内海沿岸に対する埋立規制がきびしくなつているため計画

目標達成はかなり下廻わるが，将来の製品等出荷額の計画値は，広大なる新規造成地の確保を前提としている。大分，東予，徳島などの新産都を擁する発展途上の地区では，広大な埋立地造成計画をもち，これらが基礎となつて将来の重化学工業化率を高めることができると考える。さらに，水深 10 m 以内の浅海部を埋立地として開発したとすれば，瀬戸内海地域だけで 93,400 ha の面積が得られる[11]。日本の沿岸部

第 3 表　瀬戸内海地域における地区別製造業主要業種製品等出荷額シェア（昭和60年）

| | 1位 業種 | 1位 % | 2位 業種 | 2位 % | 3位 業種 | 3位 % | 4位 業種 | 4位 % | 5位 業種 | 5位 % | 上位5位合計 % |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 播磨 | 鉄鋼 | 24.2 (28.8) | 電気機械 | 19.1 (7.6) | 化学 | 7.6 (9.4) | 食品 | 6.6 (6.2) | 繊維 | 5.4 (8.8) | 62.9 (60.8) |
| 東備 | 化学 | 33.7 (x) | 窯業・土石 | 14.6 (77.1) | 電気 | 9.3 (x) | 機械 | 8.6 (3.7) | 輸機 | 7.4 (x) | 73.6 (—) |
| 岡山県南 | 化学 | 28.5 (20.0) | 鉄鋼 | 15.3 (2.4) | 石油製品 | 12.7 (x) | 輸機 | 11.3 (20.2) | 食品 | 6.4 (6.2) | 74.2 (—) |
| 備後 | 鉄鋼 | 41.4 (6.5) | 機械 | 20.5 (15.8) | 化学 | 8.0 (12.3) | 輸機 | 6.3 (13.9) | 繊・衣 | 4.6 (21.2) | 80.8 (69.7) |
| 芸南 | 非鉄金 | 58.0 (x) | 木材製 | 14.2 (2.3) | 食品 | 6.7 (4.4) | パルプ・紙 | 5.1 (x) | 機械 | 4.8 (0.8) | 86.8 (—) |
| 広島湾 | 輸機 | 29.1 (28.6) | 機械 | 20.6 (12.8) | 化学 | 10.4 (16.9) | 食品 | 8.2 (7.8) | 鉄鋼 | 7.6 (7.6) | 75.9 (73.7) |
| 周南 | 化学 | 32.0 (28.3) | 鉄鋼 | 20.2 (28.4) | 石油製品 | 18.2 (28.2) | 輸機 | 7.1 (6.2) | 食品 | 4.5 (1.8) | 81.8 (92.9) |
| 宇部・小野田 | 化学 | 38.3 (66.9) | 石油・石炭 | 13.4 (x) | 窯業・土石 | 9.4 (17.6) | 機械 | 8.3 (10.0) | 非鉄金 | 6.4 (0) | 75.8 (—) |
| 下関 | 非鉄金 | 18.9 (27.4) | 鉄鋼 | 17.2 (5.3) | 食品 | 14.9 (23.5) | 輸機 | 13.1 (20.5) | 石油石炭 | 7.6 (x) | 71.7 (—) |
| 徳島 | パルプ・紙 | 20.2 (5.7) | 化学 | 15.5 (38.3) | 鉄鋼 | 10.3 (x) | 食品 | 9.3 (10.9) | 家具 | 5.5 (4.0) | 60.8 (—) |
| 高松 | 食品 | 29.3 (11.0) | 機械 | 19.3 (23.0) | 木材製品 | 16.2 (3.4) | 家具 | 7.9 (4.7) | パルプ・紙 | 5.6 (11.8) | 78.3 (53.9) |
| 坂出・丸亀 | 木材製 | 15.2 (1.8) | 輸機 | 14.6 (x) | 石油製品 | 10.5 (x) | 電機 | 7.2 (13.3) | 食品 | 6.4 (34.0) | 53.9 (—) |
| 観音寺・詫間 | 食品 | 26.2 (17.6) | 皮革 | 13.7 (—) | 石油製品 | 13.5 (—) | 木材製 | 13.2 (x) | 繊維 | 11.8 (31.1) | 78.4 (—) |
| 東予 | 化学 | 30.4 (27.7) | 鉄鋼 | 24.2 (x) | 非鉄金 | 11.1 (x) | パルプ・紙 | 8.8 (14.9) | 繊維 | 5.9 (9.8) | 80.4 (—) |
| 松山 | 化学 | 62.6 (58.8) | 機械 | 10.5 (5.9) | 食品 | 9.4 (6.9) | 木材機 | 6.4 (1.1) | 石油製品 | 3.1 (x) | 92.0 (—) |
| 大分 | 化学 | 32.8 (12.3) | 石油製品 | 20.1 (x) | 鉄鋼 | 20.0 (x) | 非鉄金 | 9.2 (x) | 機械 | 6.4 (1.6) | 88.5 (—) |
| 豊前 | 化学 | 35.0 (x) | 鉄鋼 | 18.3 (x) | 非鉄金 | 17.3 (—) | 窯業・土石 | 11.3 (—) | 機械 | 7.6 (x) | 89.5 (—) |
| 福岡県北（北九州市） | 鉄鋼 | 39.3 (48.4) | 化学 | 19.8 (14.0) | 窯業・土石 | 7.4 (8.3) | 石油製品 | 7.0 (0.6) | 食品 | 5.3 (9.6) | 78.8 (80.9) |

注）カッコ内は昭和40年シェア．石油・石炭，木材製には製品をふくむ．ただし「その他製造業」はシェアが高くても除外．周防灘地区も除外した．

資料：第 1 表と同じ．pp. 43～44 による．

で，これほど広大な埋立可能地を有する地域は他にない。しかも，港湾を有し，ある程度発達した工業地区に近接し，陸上交通との結びつきがよいところである。この意味では，本地域は，工業開発のポテンシャルは極めて高い。しかし，漁業生産の圧迫，海域や沿岸地域の環境への影響，用地造成による工業生産コストの上昇などを考慮すると，そのポテンシャルに期待はできないのが現状である。

第二には，製品等出荷額の将来規模を業種別の構成からみると，播磨，広島湾，周南，宇部・小野田，東予，松山，福岡県北などの地区では，既成の基幹的業種がいぜんとして首位にあり，他方，大分，徳島，坂出・丸亀などの新興工業地区では，計画された業種の生産が軌道にのり，従来と異なつた業種構成となることが予測される(第3表)。

播磨や広島湾の両地区は，瀬戸内海地域で工業化の先発地区であり，機械系・鉄鋼・化学・食品など各種工業が立地して，かなり成熟したところである。いわゆる都市型指向の工業地区であるのに対して，新興工業地区は資源型・装置系の鉄鋼・化学などのウエイトがなお高くなり，製品等出荷額では，この両者間の差は縮少され，地域的にも均衡化を進めようが，工業生産の内容では相違が顕著になるのではないかと思われる。

工業化が地域の経済社会にどのような反映をしたかについてみても，播磨や広島湾などの大人口を有する地区では，工業化が経済活動水準の向上にアクチイブに作用し，業種間の生産連携も強く，付加価値生産性の高い工業の立地さえみている。これに対して，岡山県南や備後，周南，東予の各地区では，工業化が人口集積には効果的であつたものの，業種間の連携は下請ないしは修理業種に限られており，一次製品を高次加工するほどには至らず，工業化の地域への滲透は充分ではない。従つて，製品等出荷額の将来規模に関連して，本格的工業化とはどう展開してゆくべきか，地区相互の生産上の連携，分業形態のありかたなどはもつと検討されるべき点である。

## IV　環境の事前評価

### 1.　用水需給量の変化

瀬戸内海沿岸は日本でも有数の寡雨地域であるとともに，内海に流入する河川も流量は少なく，しかも流量の季節変動が大（河状係数が大）で，年間通じて安定的取水が困難な地域である。建設省は，その広域利水調査第一次報告で，生活用水・工業用水・農業用水の需給予測（昭和40～60年）を行ない，昭和60年において，備後，高松，東予，松山の各地区をふくむ地域は年間（最大）1.2億 $m^3$ の不足を生じ，他の地域とて水資源の極限までの開発を行なえば需要に対処することも可能だとしている。昭和45～60年に関する第二次報告では，都市用水（生活用水と工業用水）の需要が著しく増加し，河川水必要量は山陽地方3県で昭和60年に21.7億 $m^3$/年，四国地方4県でも同じく3.4億 $m^3$/年にのぼるものと推定され，これに対する各水系の供給可能量からみると，いぜん備後，高松，東予，松山の各地区は供給不足地区となり，播磨，大分の両地区でも過不足ゼロ，広島湾地区は僅か0.7億 $m^3$/年のプラスという結果が示され，広域利水の促進，工業用水の回収率向上，下水処理水の再利用など水の有効利用につとめるべきだと指摘する[12]。これらの調査によつても，将来，水の需給がひつぱくする地域として，南関東，京阪神の両地方につぐ日本三大水不足地域として瀬戸内海地域4地区があげられていることは，これからの都市や工業の問題をみる場合，見逃すことのできない基本的な環境条件である。

本稿での瀬戸内海地域に関する用水需給の将来の検討は，建設省の第一次報告に対応するものといえるが，ただし，算出にあたつて昭和60年の全国製品等出荷額を前者は204兆円，後者は130兆円としたために需要予測にへだたりが生じたことを予じめ断つておきたい。

地域内20地区の用水総需要量は，昭和40年の52.3百万 $m^3$/日に対して昭和60年には1.4倍の75.0百万 $m^3$/日に達すると思われ，この間の供給開発可能量による需給バランスは4.1百万 $m^3$/日のプラスとなつた(第4表)。ただし，地区別では備後の9.84百万 $m^3$/日を最大として東予，福岡県北，行橋・苅田，松山，高松が不足することとなる。用水種別にみると，生活用水は，どの地区でも人口の都市集中化と用水需要

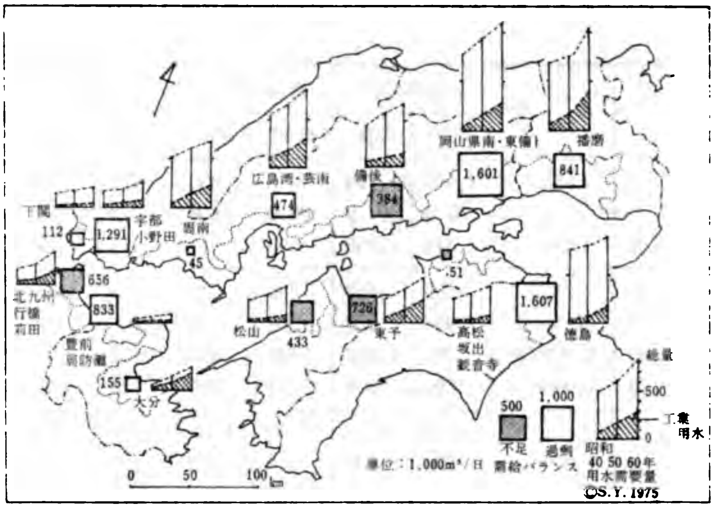
第４表　瀬戸内海地域における地区別用水需給量（昭和40・60年）

（単位　1,000m³/日）

| | 昭和40年 | | | | 昭和60年 | | | | 新規増加量（C） | 供給開発可能量 | 需給バランス | 生活用水1人当り1/日 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 工業用水 | 生活用水 | 農業用水 | 計（A） | 工業用水 | 生活用水 | 農業用水 | 計（B） | B－A | （D） | D－C | 昭和40年 | 昭和60年 |
| 播磨 | 602 | 151 | 6,249 | 7,002 | 3,956 | 576 | 6,249 | 10,781 | 3,779 | 4,620 | 841 | 131 | 372 |
| 東備 | 7 | 15 | 7,355 | 7,902 | 420 | 24 | 7,355 | 11,301 | 3,399 | 5,000 | 1,601 | 210 | 375 |
| 岡山県南 | 288 | 237 | | | 2,895 | 607 | | | | | | 251 | 419 |
| 備後 | 81 | 64 | 4,467 | 4,612 | 1,452 | 377 | 4,467 | 6,296 | 1,684 | 700 | △ 984 | 87 | 405 |
| 芸南 | 4 | 9 | 5,297 | 6,566 | 72 | 18 | 5,297 | 9,002 | 2,436 | 2,910 | 474 | 150 | 300 |
| 広島湾 | 1,017 | 239 | | | 2,924 | 691 | | | | | | 210 | 412 |
| 周南 | 549 | 58 | 4,608 | 5,215 | 2,136 | 126 | 4,608 | 6,870 | 1,655 | 1,700 | 45 | 149 | 312 |
| 宇部・小野田 | 273 | 51 | 1,481 | 1,805 | 657 | 76 | 1,481 | 2,214 | 409 | 1,700 | 1,291 | 224 | 402 |
| 下関 | 35 | 58 | 1,514 | 1,607 | 294 | 137 | 1,514 | 1,945 | 338 | 450 | 112 | 211 | 493 |
| 徳島 | 165 | 68 | 7,076 | 7,309 | 1,826 | 160 | 7,076 | 9,062 | 1,753 | 3,360 | 1,607 | 148 | 316 |
| 高松 | 15 | 42 | 2,360 | 2,459 | 115 | 140 | 2,360 | 3,180 | 721 | 670 | △ 51 | 144 | 395 |
| 坂出・丸亀 | 8 | 22 | | | 435 | 63 | | | | | | 120 | 309 |
| 観音寺・詫間 | 3 | 9 | | | 45 | 22 | | | | | | 95 | 259 |
| 東予 | 362 | 36 | 2,962 | 3,360 | 2,287 | 127 | 2,962 | 5,376 | 2,016 | 1,290 | △ 726 | 75 | 266 |
| 松山 | 180 | 21 | 2,247 | 2,448 | 818 | 186 | 2,247 | 3,251 | 803 | 370 | △ 433 | 57 | 392 |
| 大分 | 118 | 73 | 57 | 248 | 1,796 | 340 | 57 | 2,193 | 1,945 | 2,100 | 155 | 157 | 606 |
| 周防灘 | 0 | 2 | 23 | 40 | 144 | 40 | 23 | 207 | 167 | 1,000 | 833 | 25 | 541 |
| 豊前 | 12 | 3 | | | | 30 | | | | | | 46 | 484 |
| 行橋・苅田 | 7 | 4 | 1,086 | 1,684 | 370 | 42 | 1,086 | 3,330 | 1,646 | 990 | △ 656 | 50 | 472 |
| 福岡県北（北九州） | 368 | 219 | | | 1,293 | 539 | | | | | | 210 | 506 |
| 合計 | 4,094 | 1,381 | 46,784 | 52,259 | 23,905 | 4,321 | 46,784 | 75,010 | 22,751 | 26,860 | 4,109 | — | — |

注）農業用水は灌漑期平均量，供給開発可能量は今後開発可能性のある地点の集積量．
資料：建設省所管別施設基本計画，地質概査調査，広島通産局工場適地調査などにより中国電力経済研究所算出．

（飲料以外の冷房・浄化用・および家庭用）の増加が見込まれ，各地区とも２～５倍の需要増となる。工業用水は各地区ともに著しく増大する。とくに，岡山県南，徳島，大分，東予の各地区では，10倍以上に達し，また坂出・丸亀地区はじめ小地区の新規工業開発をみるところでは，基準年の需要量が小さかつたために数10倍となる。これらの需要激増地区は，工業生産において鉄鋼・化学など資源型・用水型の工業の拡大が計画された結果であるが，他方，広島湾や播磨，高松などの地区では，業種構成が機械系を主にした都市型を指向していることから用水需要も５倍程度にとどまつていることに注目しなければならない（第４図）。農業用水は，昭和40年の需要量をそのまま延長したが，これは現時点では，利水慣行権の検討や化学肥料投入による汚染残存などのうえから，他への転用を考慮するには問題が多いとしたためである。し




第4図　瀬戸内海地域における地区別用水需要量（昭和40・60年）

かし，農業用水が需要総量において，昭和40年に89.5%，同じく60年にも62.4%を 占めていることは，水の多目的利用のうえで検討すべき重要な問題である。

用水需給の推計からみて，本地域の環境がどう変わるか，提起される問題点を指摘してみよう。

昭和60年時点での用水需給バランスからみて，備後，東予，高松，福岡県北などの供給不足地区は，まさしく「砂漠化」の可能性がある。これらの地区は，備後の芦田川水系や東予の吉野川分水依存など地区内河川の開発水量が相対的に少ないか，分水量も決して多くが期待できないところである。このような水供給上の環境悪化には，広域的な河川水利用体系を確立すべきことはもちろんではあるが，その前提として，従来のような用水利用別に利水計画をたてることを変更しなければならないだろう。

生活用水量は，各地区とも上水道の普及率を高める計画をもつており，生活環境整備の基本的条件のひとつであることと，飲料水のほか一般家庭用（冷房，浄化用など）の需要増加の傾向もあつて，供給優先の用水である。しかし，これにも飲料用とその他の生活用水とを区分して給水する必要があろう。工業用水は相当量が洗滌その他に回収水が利用されているが，原料用水としての水は，家庭廃水や農業用水の再利用などは不可能に近い。工業生産の将来規模が計画値であつてみれば，工業用水の需要抑制は生産技術や業種の変更を要求する。とくに用水需要の多い資源型・用水型の大規模生産には，瀬戸内海地域として制約が生じてくる可能性が高い。換言すれば，工業用水を余り必要としない機械系をはじめ二次・三次加工過程の業種を選択して立地させることである。

工業用水の供給は，従来のような工業開発優先政策それ自身への抑制のみならず，供給料金のうえからも制約をうける。すなわち，上水道と工業用水の料金の差が著しい現在，将来の生活環境整備の促進と，これに随伴して安く生活用水を供給することと，開発コストの上昇の両面から，工業用水を安く供給することは自ら困難となつてくる。

農業用水は，いずれの地区の用水需要でも大きな割合を占めるが，同時に供給面でも取扱いが重要な問題として存在することを意味する。都市化・工業化の進展で農地潰廃面積は増加したものの，なぜ農業用水需要量をそのまま放置したのか。それは，農業用排水の分離をはじめ，維持用水の保持，畑地灌漑面積の増加，既得慣行水利権の合理化など将来予測に不確定要因が多いからであるが，用水供給面からすれば，農業廃水の再利用が極めて不可能なことによる。もつとも，家庭浄化用や冷房用に再利用することも検討されているが，このいわゆる中水道の配水システムを利用することは，本地域の用水需給バランス均

第5表　瀬戸内海地域4地区における生活用水（河川水）需要量推計

（昭和50・60年）

| 項目 | 単位 | 広島湾地区 | | 備後地区 | | 東予地区 | | 大分地区 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 昭50 | 昭60 | 昭50 | 昭60 | 昭50 | 昭60 | 昭50 | 昭60 |
| 総人口，A | 1,000人 | 1,504 | 1,794 | 835 | 930 | 478 | 478 | 521 | 561 |
| 水道普及率，B | % | 87.4 | 97.9 | 83.0 | 98.0 | 86.3 | 87.5 | 91.3 | 96.9 |
| 給水人口，C＝A・B | 1,000人 | 1,314 | 1,756 | 693 | 911 | 413 | 418 | 476 | 544 |
| 給水量，D 最大 | l/人/日 | 605 | 662 | 491 | 542 | 365 | 509 | 548 | 784 |
| 給水量，D 平均 | l/人/日 | 456 | 529 | 368 | 434 | 296 | 414 | 438 | 627 |
| 総給水量，E＝D・C 最大 | 1,000t/日 | 795 | 1,162 | 340 | 494 | 151 | 213 | 261 | 426 |
| 総給水量，E＝D・C 平均 | 1,000t/日 | 599 | 929 | 255 | 395 | 122 | 173 | 208 | 341 |
| 工場用水の割合F | % | 0.27 | 0.27 | 0.07 | 0.07 | 8.6 | 8.6 | 0.01 | 0.01 |
| 工場用水を除く取水量，G＝E・F 最大 | 1,000t/日 | 580 | 849 | 318 | 462 | 138 | 194 | 258 | 422 |
| 工場用水を除く取水量，G＝E・F 平均 | 1,000t/日 | 437 | 678 | 238 | 370 | 112 | 158 | 206 | 337 |
| 地下水その他H | 1,000t/日 | 48 | 35 | 14 | 19 | 31 | 40 | 53 | 21 |
| 河川依存分 I＝G－H 最大 | 1,000t/日 | 533 | 813 | 304 | 442 | 107 | 155 | 205 | 400 |
| 河川依存分 I＝G－H 平均 | 1,000t/日 | 390 | 643 | 225 | 350 | 81 | 118 | 153 | 316 |
| 1日当り取水量 J＝I・0.7 最大 | 1,000t/日 | 573 | 875 | 327 | 476 | 115 | 163 | 220 | 430 |
| 1日当り取水量 J＝I・0.7 平均 | 1,000t/日 | 419 | 691 | 242 | 377 | 87 | 127 | 165 | 340 |
| 主要開発河川（分水供給河川） | | 太田川，小瀬川 岩国川（江の川） | | 芦田川 沼田川 | | 蒼社川・中山川 国領川（吉野川） | | 大分川，大野川（筑後川） | |

資料：第4表に同じ．

衡化に有効だということはいえよう。それには，慣行水利権の合理化を伴うことは当然である。

用水需給の将来について，若干の地区を例に問題の所在を検討してみよう。例示地区は人口の局地集中化が著しく，しかも大人口を有する広島湾地区，用水需給で将来不足量が予測される備後，東予の両地区と新産都として工業化の促進が計画されている大分地区である。これらについて，生活用水と工業用水の需要をみた。

生活用水需要で各地区に共通することは，水道普及と給水量の増加が計画されていることである（第5表）。それは，北四国にあつて地方中小都市の多い東予地区と，広島湾地区のような大都市人口を有する先進地区の間で，格差が縮少されることを意味する。広島湾区は昭和40年に上水道普及率はすでに79%の高水準にあり，大分地区も82%であつたのに対して，備後地区は49%，東予地区も58%にすぎなかつた。上水道普及率100%が最終目標だが，昭和60年には計画でいえば100%近い地区が多くなる。給水量には，なお地区別に若干の差があるが，これは，都市的サービスや飲食などの第三次産業の集積程度と冷房水需要も関係する。瀬戸内海地域の中核都市としての広島市，温泉観光都市としての別府市などをもつ広島湾，大分の両地区の給水量は多くなる。生活環境の質的向上の指標のひとつとして上水道普及と生活用水需要量の増加があるが，しかし，結果的には総給水量に対する取水量との差はいぜん大きいことは見逃せず，新規開発にまたねばならない。それは広島湾地区のように大都市人口を有する地区において深刻である。

昭和40年実績で，上水道給水量に占める工業用水の割合は，広島湾岸が27%と高く，上記の4地区以外

第6表　瀬戸内海地域4地区の業種別工業用水需要量（推計，昭和50・60年）

（単位　1,000m³/日）

| 産業中分類 | 広島湾地区 | | 備後地区 | | 東予地区 | | 大分地区 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 昭 50 | 昭 60 | 昭 50 | 昭 50 | 昭 50 | 昭 60 | 昭 50 | 昭 60 |
| 食品 | 67 | 116 | 29 | 40 | 23 | 38 | 26 | 41 |
| 繊維 | 16 | 18 | 63 | 161 | 87 | 118 | 8 | 9 |
| 衣服・繊維製品 | 2 | 2 | 17 | | — | — | 0.5 | 0.6 |
| 木材・木製品 | 6 | 10 | 11 | 22 | — | 3 | 2 | 3 |
| 家具・装備品 | 4 | 6 | 8 | 17 | — | — | 13 | 2 |
| パルプ・紙加工 | 879 | 1,086 | 0.1 | 0.03 | 654 | 886 | 90 | 130 |
| 出刷・出版 | 4 | 6 | 1 | 2 | — | — | 2 | 3 |
| 化学 | 441 | 820 | 98 | 217 | 561 | 971 | 257 | 963 |
| 石油・石炭製品 | 51 | 57 | — | 0.1 | 13 | 12 | 39 | 88 |
| ゴム製品 | 2 | 3 | 7 | 11 | — | — | 0.1 | 0.2 |
| 皮革・同製品 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | — | — | — | — |
| 窯業・土石製品 | 18 | 30 | 6 | 14 | 2 | 4 | 5 | 10 |
| 鉄鋼 | 258 | 354 | 605 | 662 | 165 | 304 | 303 | 377 |
| 非鉄金属 | 3 | 4 | 7 | 9 | 10 | 61 | 52 | 58 |
| 金属製品 | 12 | 19 | 8 | 21 | — | 3 | 3 | 7 |
| 機械 | 43 | 102 | 50 | 145 | 5 | 24 | 3 | 41 |
| 電気機械 | 2 | 4 | 7 | 13 | 6 | 4 | 5 | 6 |
| 輸送用機械 | 87 | 144 | 38 | 44 | 4 | 11 | 0.4 | 24 |
| 精密機械 | 0.3 | 0.7 | 0.1 | 0.1 | — | — | — | — |
| その他製造業 | 4 | 8 | 9 | 12 | 13 | 12 | 0.4 | 1 |
| 合計 | 1,901 | 2,791 | 965 | 1,391 | 1,543 | 2,453 | 809 | 1,761 |
| 地下水その他 | 72 | 72 | 41 | 41 | 302 | 325 | 72 | 91 |
| 河川水依存 | 1,828 | 2,719 | 924 | 1,350 | 1,241 | 2,127 | 737 | 1,670 |
| 取水量換算 | 1,966 | 2,924 | 993 | 1,452 | 1,334 | 2,287 | 792 | 1,796 |

注）すべて淡水補給量である。取水量換算は補給量を全国平均給水損失率（7％）で修正した．「地下水その他」には「伏流水・井戸水」などをふくむ（回収水は除外）．
資料：第4表と同じ．

では周南地区54%，宇部・小野田地区40%，芸南地区34%などが高率である。とくに広島湾地区は同じく家庭用水の割合が37%と相対的に低率なことが特色である。工業用水需要で，上水道はじめ淡水使用量が多いのは，広島湾地区において食品工業，パルプ・紙加工業，化学工業，それに輸送機械（自動車・造船）などがあること，東予地区も類似的であり，備後地区では機械工業と鉄鋼業が立地していることによる。昭和50・60年の製品等出荷額（計画値）から業種別需要量をみると，パルプ・紙加工，化学，鉄鋼業などの立地地区では当然増加する（第6表）。これらのほかにも，広島湾地区では，広島市一帯の自動車（府中）・造船・醸造（ビール・酒），備後地区の化繊・産業車両（三原）・織物（府中）・造船（尾道・因島），東予地区のタオル・染色（今治）・化繊（西条・東予）などの立地も需要量を多くする。大分地区では，新日本製鉄はじめ石油化学工業の操業がみこまれている。

業種別用水需要量と製品等出荷額を対比したとき，次のような著しい対照がある。広島湾地区は，付加価値の高い機械（組立）系・都市型工業の集積地区としてあるが，工業用水需要量で合計の83%まで占めるパルプ・紙加工業・化学工業・鉄鋼業の三業種は，出荷額では僅か18%しか占めない（昭和60年，第3表参照)。反対に，輸送機械・一般機械・食品の三業種は出荷額の58%を占めるが，用水需要量では10%を占めるにすぎない。備後地区は，鉄鋼業の比重が著しく高いが，それでも一般機械・輸送機械・繊維（衣服類）の三業種は同様に対照性を示す。東予地区では機械系工業の成長が余まりみられないために，用水需要量の多い業種が出荷額をリードし，大分地区も将来この傾向を追従してゆく地区でもある。

広島湾地区は，用水需要量増加に対して新規供給源を太田川等の開発に加え江の川の瀬戸内海側への分水によつている。これは中国地方での広域（県際）分水に成功した例であるが，また，機械系・都市型工業の立地が新規供給開発量の乏しい瀬戸内海地域全般に対しても先行例をみせた地区でもある。ただし，上水道給水量に占める工業用水の割合が高いことは，付加価値生産性の向上と用水コストならびに生活用水需要の三側面から検討を加えるべき問題として提起されよう。これと対照的な後発工業地区としてある大分地区が，用水型工業の一大基地として計画され筑後川分水にも期待しているのは，瀬戸内海地域としては用水需給と工業発展のプロセスとして好適な例とはいえないだろう。

用水利用には，利水の各局面を総合した体系的検討が必要である。それには，河川域ごとに供給面から何を抑制するか，再利用計画をどのように確立するかを検討しなければならない。また，備後・高松・東予・松山の各地区が用水不足地区となることが予測されているが，これには，その地区の問題としてではなく，瀬戸内海地域全体として，人口の分布，工業の配置のうえから取扱うべき性質のものである。従来，瀬戸内海地域の工業生産は，立地地区に関連工業の成立を促進しない地域収奪型のものが多く，用水供給でも地区別に計画をたててきた。このような伝統は払拭されねばならないだろう。もちろん，生活用水・工業用水をふくめて，将来の需要に対する開発可能量も，ダム建設が環境保全のうえで，すべてが開発可能だといえる状況ではなくなつてきたし，ぼう大な排（廃）水量をどのようにして海域へ排出するのか，海水汚染との関係からも厳しい条件下にあることが強調される。

### 2. 海域の水質汚染負荷量の変化

人口，工業生産，用水需要量など，それぞれの変化が最終的に陸地部から排（廃）水というかたちをとつて，海域の環境をどのように変えてゆくかについて水質汚染負荷量の発生と変化という観点から捉えてみた。

瀬戸内海への汚染負荷量について，最近年の実績値として昭和44年でみた場合，産業(工業)排水，生活廃水，家畜廃水を合計して，COD で1,395 t/日，SS が1,023 t/日，油は23 t/日であつたが，これに参考までに淡路島以東海域の和泉灘（大阪湾をふくむ）を加えると相当多量の増加となる（第7表）。地域内20地区を再編した灘（海域）別の負荷をみると，COD では広島湾地区で囲まれた安芸灘が38%を占めて最も多く，これにつぐ播磨灘の10%弱を加えると，この2つの灘域で約半分を占めていた。SS 負荷では，COD 負荷ほどに灘域間に大きな差はないが，それでも備後灘南部が23%を占め，播磨灘18%，周防灘17%などの順であつた。また油では，周防灘が首位で総量の32%とほぼ3分の1を占め，播磨灘20%，備後灘南部14%の順であつた。排（廃）水別では，産業排水，生活廃水，家畜廃水の順で，その比は大略18：6：1であつて産業排水が圧倒的に多く，しかも，その比率を灘別にみると COD 負荷の多い安芸灘，備後灘南部で高い。これは主として沿岸地区に立地しているパルプ・紙加工業による。他方，COD 負荷量の相対的に少ない備讃瀬戸や備後灘北部では生活廃水の比率が大である。家畜廃水の負荷量は極めて少ないが，備後灘北部では総量に占める割合が相対的に高い。

昭和44年より遡つて昭和37年の負荷量と比較すると，この間に瀬戸内海（和泉灘を除く）の COD 負荷総量は768 t/日から約1.8倍，同じく SS でも656 t/日から約1.6倍に増加し，灘別では COD, SS ともに安芸灘と備後灘南部とが最も多い海域であつた[13]。

第7表　瀬戸内海地域の灘別水質汚染負荷量（昭和44・60年）

（単位：トン/日）

| 灘(海域) | 地区 | 年(昭和) | 産業排水 COD | 産業排水 SS | 産業排水 油 | 生活廃水 BOD | 生活廃水 COD | 生活廃水 SS | 家畜廃水 BOD | 家畜廃水 COD | 家畜廃水 SS | 計 COD | 計 SS | 計 油 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 播磨灘 | 播磨，東備 | 44 | 113.7 | 142.2 | 4.7 | 37.3 | 18.7 | 33.6 | 2.1 | 1.4 | 7.4 | 133.8 | 183.2 | 4.7 |
| | | 60 | 280.2 | 350.2 | 11.7 | 8.7 | 4.4 | 7.8 | 6.0 | 3.9 | 21.1 | 288.5 | 379.1 | 11.7 |
| 備讃瀬戸 | 岡山県南 高松 坂出・丸亀 | 44 | 51.4 | 56.7 | 2.0 | 46.0 | 23.0 | 41.4 | 2.8 | 1.8 | 9.8 | 76.2 | 107.9 | 2.0 |
| | | 60 | 108.3 | 181.0 | 9.3 | 12.0 | 6.0 | 10.8 | 7.6 | 4.9 | 26.5 | 119.2 | 218.3 | 9.3 |
| 備後灘北部 | 備後，芸南 | 44 | 15.2 | 23.0 | 0.7 | 26.0 | 13.0 | 23.4 | 2.7 | 1.8 | 9.5 | 30.0 | 55.9 | 0.7 |
| | | 60 | 78.2 | 108.0 | 3.5 | 4.9 | 2.5 | 4.4 | 7.6 | 5.0 | 26.7 | 85.7 | 139.1 | 3.5 |
| 備後灘南部 | 観音寺・詫間 東予 | 44 | 297.5 | 201.3 | 3.3 | 17.4 | 8.7 | 15.7 | 5.3 | 3.4 | 18.6 | 309.6 | 235.6 | 3.3 |
| | | 60 | 329.0 | 191.4 | 8.1 | 2.4 | 1.2 | 2.2 | 13.6 | 8.8 | 47.6 | 339.0 | 241.2 | 8.1 |
| 安芸灘 | 広島湾 | 44 | 507.9 | 100.9 | 2.2 | 40.0 | 20.3 | 36.5 | 1.3 | 0.9 | 4.6 | 529.1 | 142.0 | 2.2 |
| | | 60 | 572.4 | 258.3 | 5.3 | 10.0 | 5.0 | 9.0 | 4.1 | 2.8 | 14.4 | 580.2 | 281.7 | 5.3 |
| 周防灘 | 周南，宇部・小野田，下関，福岡県北，行橋・苅田，周防灘 | 44 | 193.1 | 98.6 | 7.5 | 64.6 | 32.3 | 58.1 | 3.9 | 2.5 | 13.7 | 279.2 | 170.4 | 7.5 |
| | | 60 | 220.3 | 257.9 | 20.0 | 14.1 | 7.1 | 12.7 | 10.9 | 7.1 | 38.1 | 234.5 | 308.7 | 20.0 |
| 伊予灘 | 松山，大分 | 44 | 71.9 | 89.9 | 2.9 | 27.4 | 13.7 | 24.7 | 3.8 | 2.4 | 13.3 | 88.0 | 127.9 | 2.9 |
| | | 60 | 278.1 | 347.7 | 11.6 | 6.0 | 3.0 | 5.4 | 10.9 | 7.1 | 38.1 | 288.2 | 391.2 | 11.6 |
| 瀬戸内海(20地区)計 | | 44 | 1,250.7 | 712.6 | 23.3 | 259.5 | 129.7 | 233.4 | 21.9 | 14.2 | 76.9 | 1,394.6 | 1,022.9 | 23.3 |
| | | 60 | 1,866.5 | 1,694.5 | 68.8 | 58.1 | 29.2 | 52.3 | 60.7 | 39.6 | 212.5 | 1,935.3 | 1,959.3 | 69.5 |
| 和泉灘 | 北大阪，東大阪，泉州，南河内，大阪，阪神（北摂） | 44 | 409.3 | 436.6 | 72.2 | 188.0 | 94.0 | 169.2 | 2.0 | 1.3 | 7.0 | 504.6 | 612.8 | 72.2 |
| | | 66 | 669.4 | 724.1 | 111.3 | 79.5 | 39.8 | 71.6 | 5.3 | 3.4 | 18.4 | 712.6 | 814.1 | 111.3 |
| 合計 | | 44 | 1,660.0 | 1,149.2 | 95.5 | 447.3 | 223.7 | 402.6 | 23.9 | 15.5 | 83.9 | 1,899.2 | 1,635.7 | 95.5 |
| | | 60 | 2,535.9 | 2,418.6 | 180.8 | 137.6 | 69.0 | 123.9 | 66.0 | 43.0 | 230.9 | 2,647.9 | 2,773.4 | 180.8 |

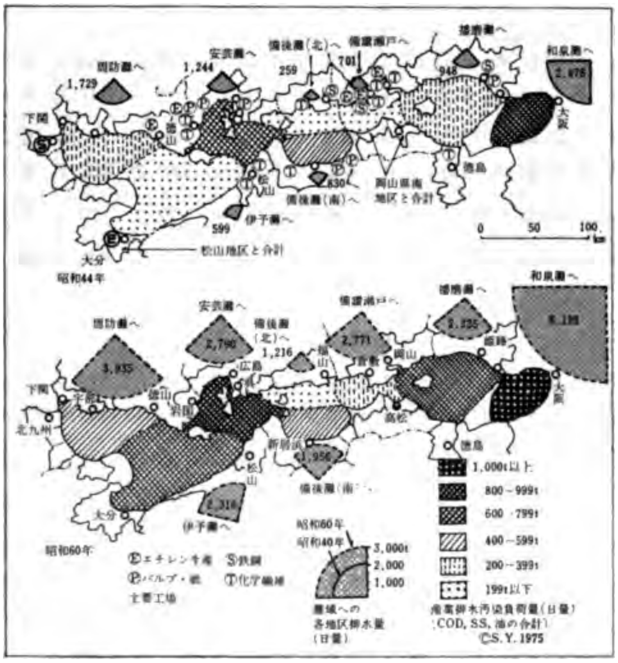
資料：津田　覚(1972)：瀬戸内海地域の汚染負荷解析—BOD, COD, SS, 油, NおよびPの発生負荷量—, 中国地方経済連合会　瀬戸内海利用開発会議・汚染専門委員会 p. 36. 灘の編成(地区)は筆者による.

将来——昭和50・60年の水質汚染負荷量を推計した結果，次のような諸点を指摘したい。もっとも，前述した通りこの両年の負荷量算定では，それぞれ30%，50%と上乗せ排水基準を現行より厳しくしたが，これは結果的にみても，総負荷量が昭和60年で昭和40年ごろと同程度になるということで，その必要性を強調したものであった。昭和44年基準の昭和50年の瀬戸内海に対する総負荷量は，COD が1,399 t/日，SS が1,377 t/日，油が43.9 t/日となり，BOD 負荷は生活廃水で215 t/日，家畜廃水で30 t/日，昭和44年に対して COD は0.3%増，同じく SS は35%増，BOD は13%減，油は88%増となつた。同様に昭和60年には COD 負荷が39%増，SS 92%増，油は約3倍，BOD 負荷は逆に58%減となつた。しかし，海域全体への総負荷量は，生活廃水による負荷量減少をみたものの産業排水と家畜廃水の増加によつて，昭和60年は同44年に比べ1.5倍，とくに産業排水のそれは1.8倍となつた。また排（廃）水別の比率は，生活廃水1に対して家畜廃水2，産業排水19と後二者の比が上昇した。

灘別に COD, SS, 油の負荷量をみると，安芸灘が首位で全体の21%を占め，ついで伊予灘と播磨灘が

各17%，備後灘南部16%となり，昭和44年に比べて伊予灘はじめ比較的汚染度（負荷量）が進んでいなかつた海域にも多くなつたことが注目される。また，COD 負荷でも安芸灘がいぜん首位で31%を占め，備後灘南部，播磨灘，伊予灘がつぐ（第7表参照）。

総じて，排水基準をきびしくしても COD 負荷量は増加し，しかも産業排水がその96%，同じく SS でも86%を占めたことは注目すべき結果となつた。つまり，負荷量を減少さすには，もつと排水濃度を低くするか，工業生産を減少さすか，あるいは業種の変更をするかの選択に直面することである。排水処理技術の開発にも積極的にとりくむことだが，これは負荷因子により難易がある。工業生産に関しては，結局，生産工程においてどのような変更を進めるかである。いずれにせよ，COD 負荷量の増加と海水の透明度の低下という相関が認められており[14]，汚染負荷量の増加が海水の環境を悪化さすことは当然であり，負荷総量を減少さすためには負荷側が積極的にそれに取りくまねばならぬことも異論のないところである。




第5図　瀬戸内海地域の灘域別産業排量とその負荷量（昭和44・60年）
注）灘域名については第1図を参照

産業排水に限つてみたとき，その排水量は，地域内20地区の製品等出荷額が全体平均で昭和40～60年の間に8.3倍の増加をみるとされているのに対し，昭和44～60年の間に海域へ6,310 t/日が17,321 t/日と2.7倍に達する。灘別にみても，ほとんどが2,000 t/日以上の排水量をみる。同じく汚染負荷量も備後灘北部を除いて増加し，きれいな海域はほとんどなくなつてしまう（第5図）。

産業排水による汚染負荷量の増加が著しい安芸灘，伊予灘，播磨灘などでは，それは製品等出荷額の増加と重化学工業化率の高いことに起因する。とくに広島湾地区では，岩国・大竹・和木などでのパルプ・紙加工，化学工業の集中的立地，広島市の食品工業があることや，伊予灘でも松山地区の化学，化繊工業，大分地区の化学，鉄鋼業の立地などによるところが著しい。これら業種は，いわゆる公害型工業とでもいうべきもので，汚染負荷が COD を例にとつてみても，一般機械製造が6.9 g/日・100万円とされているのに対して，伊予灘（松山・大分地区）のパルプ・紙加工が1,935 g/日・100万円，食品工業が同じく473 g/日・100万円とされた結果である。

家畜廃水による負荷量増加も見逃すことはできない。それは備後灘南部，伊予灘，周防灘で増加し，しかも負荷量が大であるが，とくに SS と BOD において大きいことは瀬戸内海全域に共通する。上記の三つの灘域で負荷量が多いのは，家畜廃水の原単位となつた豚飼育量が多いことによる。例えば，東予地区，松山地区をもつ愛媛県は，昭和40年の例で瀬戸内海地域11府県の豚飼育数304.4千頭のうち15%を占めて福岡県についで多かつたし，沿岸市町村に限つてみても同年の総数122.4千頭のうち29%を占めたのである。養豚増加による廃水公害の発生は，養豚地区周辺の中小河川域に限定されているものではなく，

産業排水についで瀬戸内海の汚染に対し主要な地位を占めていることを認めないわけにはいかない。家畜導入による農業振興では，その廃水処理を人間のし尿や雑廃水と同じく終末処理をすることを付帯条件としてゆくことが強く求められる。

生活廃水による汚染負荷量は将来軽減されるものとみたが，これは，し尿や雑廃水の BOD 除去率を，それぞれ農村還元や下水処理場などについて高率に見積つたことによる。もちろん瀬戸内海沿岸の各県の現状は，し尿処理人口率，海洋へのし尿投棄率などに相異がある[15]。従つて，公共下水処理をはじめ，し尿や雑廃水，さらにはゴミ処理に至るまで，どう処理整備をしてゆくかの方向づけが最も重視される。

次に，水質汚染要素として不可欠な化学的成分である窒素(N)とリン(P)とについて，その負荷量を推計した。瀬戸内海では，とくに近年において海水の富栄養化と赤潮発生などと窒素とリンの負荷との関係が深く，海水汚濁源となつてきたとみられている[16]。負荷量推計は，最近年のものとして昭和44年が求められたが，瀬戸内海全域での窒素の負荷は 254 t/日で，このうち産業排水が45%，生活廃水が30%，農地廃水が24%，家畜廃水によるものが1％であつた。リンはこの逆で，負荷量 25 t/日のうち生活廃水によるものが48%を占めて最も多く，産業排水が40%，以下僅かであるが農地廃水，家畜廃水の順であつた（第8表)。

第8表　瀬戸内海における灘別窒素(N)とリン(P)の負荷量(昭和44年)

(単位：t/日)

| 灘(海域) | 産業排水 | | 生活廃水 | | 家畜廃水 | | 農地廃水 | | 総計 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | N | P | N | P | N | P | N | P | N | P |
| 播磨灘 | 15.93 | 1.778 | 11.88 | 1.885 | 0.25 | 0.126 | 19.57 | 0.499 | 47.63 | 4.288 |
| 備讃瀬戸 | 16.16 | 0.858 | 12.61 | 1.941 | 0.34 | 0.168 | 10.20 | 0.255 | 39.31 | 3.222 |
| 備後灘北 | 4.90 | 0.768 | 7.81 | 1.276 | 0.32 | 0.162 | 4.71 | 0.130 | 17.74 | 2.336 |
| 備後灘南 | 25.05 | 1.217 | 4.80 | 0.743 | 0.64 | 0.318 | 4.38 | 0.120 | 34.87 | 2.398 |
| 安芸灘 | 14.70 | 1.439 | 12.21 | 1.988 | 0.16 | 0.078 | 5.70 | 0.167 | 32.77 | 3.672 |
| 周防灘 | 32.46 | 3.163 | 19.00 | 2.992 | 0.47 | 0.234 | 10.73 | 0.276 | 62.66 | 6.665 |
| 伊予灘 | 5.64 | 0.637 | 7.42 | 1.167 | 0.46 | 0.228 | 5.95 | 0.153 | 19.47 | 2.185 |
| 瀬戸内海計 | 114.84 | 9.860 | 75.73 | 11.992 | 2.64 | 1.314 | 61.24 | 1.600 | 254.45 | 24.766 |
| 和泉灘 | 83.37 | 8.238 | 76.57 | 11.673 | 0.24 | 0.120 | 10.74 | 0.267 | 170.92 | 20.298 |
| 合計 | 198.21 | 18.098 | 152.30 | 23.665 | 2.88 | 1.434 | 71.98 | 1.867 | 425.37 | 45.064 |

資料：第7表と同じ．p. 53 による．

灘別では，まず窒素において周防灘が最も多く25%を占め，播磨灘19%，以下は備讃瀬戸，備後灘南部，安芸灘などで負荷量はほぼ同じである。ただし，排（廃）水別では，備後灘南部が産業排水によるもの72%と圧倒的に多いのに対して，備後灘北部や伊予灘では生活廃水の割合が高く，播磨灘では農地廃水が多い。リンでは，周防灘が最も多くて27%を占め，播磨灘がこれにつぐが，排（廃）水別では，周防灘と備後灘南部において産業排水が，他の灘域では生活廃水の割合が高い。家畜廃水と農地廃水による負荷は同程度であるが，備後灘南部では前者の占める割合が高い。

全般的に，工業化の進展が著しい地区を沿岸にもつ灘域では，産業排水を主とした窒素負荷が重点的に加えられているのに対して，リンの負荷はおもに生活廃水によつており，工業化の程度からは影響をあまりうけていないといえる。なお，し尿の瀬戸内海への投棄による負荷は広島湾央（安芸灘）の例では，窒素が 3.7 t/日，リンが 0.56 t/日で，その灘域の総負荷量に対して各々11%，15%とみられ，備後灘北部の尾道沖の例でもほぼ同じである[17]。し尿の海洋投棄による負荷が低率だといつても，本来，窒素やリンの

海中濃度が低い海域に対して，集中的・長期的にし尿が投棄されることは決して見逃すことはできない。

## V 結び

瀬戸内海の沿岸と海域とに関する社会的経済的側面からの環境変化に対する事前評価の試みは，解析技術と資料収集のうえから決して容易に作業できるものではない。本研究は人口と工業生産の規模推計と，用水需給ならびに水質汚染発生負荷量との関係をクロスさせての試論の域を出ないものであつた。しかし，結果的には，河川水依存の用水需給関係の将来は，明らかに人口増加と生活用水需要の増加，工業生産における重化学工業化の上昇による工業用水需要の増加などから，瀬戸内海地域では地域的な水飢饉にいつそうの拍車がかかることと，農業用水需給の抜本的対策が必要となつてくることが指摘された。海域にたいする汚染負荷量は，工業生産の増大にともなう産業排水のぼう大な排出量により増加するとともに，汚染海域の拡大をみること，これに対しては，水質規制に加えて排水総量規制，技術的には排（廃）水に対するクローズドシステムの適用が必要となつてくることが強調されたとみてよい。

瀬戸内海地域の人口の将来規模は，静態的側面からの推計であつたが，全体として増加し，とくに山陽地方での局地的集中化がいつそう進むものと予見された。これに対しては地理的環境の地域的特性を考慮した居住空間の適正な整備をふくむ統合的土地利用計画の確立が最も重要である。それには，生活環境整備で基本的なものとしての生活用水の確保も加えられなければならない。備後地区その他の用水不足地区は，もはや地区内河川水の開発のポテンシャルは全くない。これには，地区間，県際間の分水供給が必要となるが，利水計画に強い権限をもち広域的利水をはかる地方水利局 Water Authority の設置が必要である。瀬戸内海地域では，人口の局地的集中化を抑制しようにも，用水需給からみると，その地域内には人口分散地区の適地は存在しないほどに開発余力は期待できないといえる。

用水需要とその排（廃）水による海域汚染負荷の増加に大きな圧力をかけているのが工業生産規模の増大である。とくに，食品，パルプ，化学，鉄鋼などの瀬戸内海地域の工業化を主導してきた業種は，明らかに多用水・公害型の業種である。これら業種が既に立地し，または将来その発展が計画されている地区では，工業用水需要と産業排水による海水汚染負荷量は著しく増加することが予見される。これに対しては，産業排水の総量規制と公害防止技術導入への努力を期待して，工業生産の増加をそのまま認めるのか，消用水・非公害型の業種への転換を強力に進めるのかの二者択一に迫られたといつてもよい。この課題は，瀬戸内海地域の経済・社会全体の将来発展に関するものであつて，工業化サイドからインパクトを与えられたものとうけとめてよい。これへのアプローチは工業生産の技術的側面のみならず，国内，国際間での工業生産分業の展開にもかかわることでもある。仮りに，消用水・非公害型業種で，しかも付加価値生産の高いものとして機械系や組立系の業種の立地を想定したとき，それは一般に工業生産の高度化といわれよう。この高度化は，材料生産部門とそのユーザーとの密接な関連性のうえで進められているが，ユーザー側の要求では，製品の市場サイクルの早い業種であつて，それは材料高級化も早く高級技術導入にも適応性が高い。本地域の高度工業化の条件を考えると，陸上交通体系の整備が進み，都市人口の集中化をみつつある山陽地方にその可能性はある。

この研究で提起された諸問題を解決してゆくには，総合的学際的研究を必要とする。と同時に，各専門分野での既往研究成果を基礎として新しい角度からのアプローチが要求される。地理学の場合，その成果を応用的に展開さすことは極めて有効であるが，他方では，工業地理とか人口地理といわれる部門の研究が，地域の環境変化予測にどの程度寄与できるのかといえば若干の疑問が残る。それらの研究姿勢の多くは，すでに過去になつた実績値を利用して地域像を描いているのではないだろうか。これは地理学にのみなげかけられるものではない。例えば，本研究の基礎資料として利用した通産省の工業団地長期造成計画の策定にあたつて，各通産局では経済学者のコメントを求めたものもあるが，残念ながらこの策定は団地計画であつてもトータルシステム的に工業生産とその配置のありかたを捉えていなかつた。現実には，こ

のような策定が工業立地政策として展開されているのである。瀬戸内海地域の開発にあたつて，最近では海岸線の利用をフイジカル・エコロジカル・ソシアルな観点から検討を試みたものもあり[18]，海域汚濁負荷の予測をとり入れた調査もみるようになつたことは注目してよい[19]。

最後に本研究にあたつて，とくに水質汚染負荷量の解析結果の利用と解説に御教示いただいた津田　覚教授，ならびに人口・工業生産の将来規模，用水需要などの推計作業に御協力・御便宜を賜わつた中国電力経済研究所の竹内晴雄氏ほか，弘津静夫・太田好和・内田昇一の各主査，および広島通産局・中国地方建設局など中四国の政府機関にも厚く感謝する。

## 参考文献および註

1) この用語については，水質の汚染または汚濁を汚染に，排（廃）水を産業（工業）の場合は排水に，生活，農業，農地に関するものは廃水に統一使用した。

2) 中国地方経済連合会（広島）は瀬戸内海利用開発会議を昭和45年11月に設置，フレーム委，汚染専門委，工業・農水産・交通文化観光の各分科会を調査研究部門とし，中四国の大学・政府出先機関・県庁・中国電力経済研究所などから専門研究者70余名が参加。最終的には「瀬戸内海地域の開発と環境の創造」と題して集約され報告をみた（昭和47年7月）。各専門委と分科会の報告もある。

3) 瀬戸内海利用開発会議の工業分科会報告が基礎で，それは，横山昭市(1972)：瀬戸内海地域の工業開発の将来—昭和60年推計をもとに—，中国地方経済連合会刊，70p. として報告をみた。これをもとに問題点を敷延し研究報告に利用したものとしては，横山昭市(1973)：瀬戸内海地域の都市問題と研究課題，瀬戸内海環境改善の基礎的研究シンポジウム報告（代表者岡山大学学長），岡山大学刊，pp. 42-50，横山昭市(1973)：瀬戸内海地域の都市圏別就業（労働）人口規模—昭和40-60年推計—，瀬戸内海地域における経済・社会開発の実態とその発展方向に関する研究（中四国国立大学共同研究），岡山大学刊，pp. 49-54，横山昭市(1973)：人口・経済の将来規模と用水需給・汚染負荷の推計（昭和40-60年）—松山・東予地区について—，愛媛の地理，第5・6合併号，愛媛地理学会，pp. 16-29，などがある。

4) 瀬戸内海の海域・灘の区分は，内海の地形・環境条件・生物分布・漁業形態を考慮してつくられたもので，村上　豊(1972)：瀬戸内海における水産業の現状と問題点，中国地方経済連合会瀬戸内海利用開発会議農・水産分科会報告，128p. によつた。ただし，この報告では大阪湾をふくむ和泉灘を瀬戸内海にふくんでいるが，本稿ではこれを除外し淡路島以西とした。それは人口の将来規模や工業生産の推計での基礎（統計単位）地区に大阪・神戸一帯はふくまないこととしたためである。

5) 津田　覚・中西　弘(1972)：瀬戸内海海域の汚染負荷解析—BOD, COD, SS, 油，NおよびPの発生負荷量—，92p. 同じく，瀬戸内海海域汚染の現状解析と今後の課題（別冊）—拡散による稀釈，93pp.，中国地方経済連合会瀬戸内海利用開発会議刊。この調査研究の結果は集約されて，津田　覚(1973)：瀬戸内海海域の汚染負荷に関するマクロ解析，岡山大学シンポジウム報告，pp. 11-28(前掲3参照)で学術発表し，さらに一般公刊としては，津田　覚編著(1974)：瀬戸内海，環境科学ライブラリー11，大日本図書，に解説報告（pp. 138-193）されている。

6) 運輸省第三港湾建設局(1972)：臨海部用地利用状況調査報告書（瀬戸内海商港調査），pp. 28-30.

7) 横山昭市（1971）：都市における工業的土地利用の課題—四国地方および広島・坂出・丸亀・徳島・松山諸都市の事例研究—，愛媛大学地域社会総合研究所研究報告(A-11)，38p.

8) 運輸省第三港湾建設局・中国地方総合調査会(1971)：広島湾総合開発計画，205p.

9) 瀬戸内海地域の工業発達・工業地域形成に関する研究には次のものがある。村上　誠(1966)：瀬戸内工業地域における原料・製品の流動形態，人文地理，Vol. 18, No. 6, pp. 18-38，科学技術庁資源調査会(1966)：瀬戸内海地域開発に関する調査報告，347p.，河原源一(1967)：西日本における工業地域の諸類型—工業集積の地域差を中心として—，人文地理，Vol. 19, No. 6, pp. 1-23，中国地方総合調査会(1968)：瀬戸内における工業発展と広島湾地帯の地位に関する調査，広島湾地帯開発促進懇談会刊（広島商工会議所），153p.，横山昭市(1969)：瀬戸内沿岸における工業立地の諸類型，文部省総合科研究報告Ⅰ「西南日本における都市化の進展と農山漁村の変貌」（中間報告），広島大学刊，pp. 55-64.，横山昭市(1970)：瀬戸内地域における工業地域の形成とその変化，文部省総合科研報告Ⅱ(同上)，広島大学刊，pp. 22-28. 横山昭市(1973)：瀬戸内海

地域における工業用水利用の類型と開発上の課題，愛媛大学瀬戸内地域開発共同研究組織編「瀬戸内の地域開発に関する研究」所収，pp. 245-258.
10) 横山昭市(1972)：前掲 3) p. 46.
11) 山陽地方について試算すると，周防灘沿岸36,600 ha，水島地区(岡山県南) 19,800 ha，備後地区13,600 ha，岡山県南東部 11,500 ha，広島湾沿岸 9,900 ha，その他が 2,200 ha である。横山昭市(1972)：上掲 p. 47.
12) 建設省河川局編(1974)：昭和60年における水需要と水資源開発(広域利水調査第二次報告)，日本河川協会刊，pp. 60-67.
13) 津田　覚・中西　弘(1972)：前掲 5). pp. 18-20.
14) 津田　覚・中西　弘(1972)：上掲，pp. 27-33，および村上　豊(1972)：前掲 4) pp. 28-42.
15) し尿 BOD 除去率は農村還元100%，下水処理場90%，し尿処理場70%，し尿浄化槽50%と想定，雑廃水 BOD 除去率も下水処理場90%，他は0とした。これは建設省資料にもとずく。ただし，現状を愛媛県を例にとると，し尿浄化処理人口率は僅か6.5%，し尿海洋投棄処分人口率9%(昭和45年)であつた。
16) 村上　豊(1972)：前掲 4) pp. 48-49.
17) 瀬戸内海には，昭和44年当時12か所へ沿岸県の市町村がし尿海洋投棄を行なつていた。昭和48年にこの海洋投棄は内海については禁止されたことから，それ以後瀬戸内海の窒素・リンの総負荷量は数%減少し，投棄点付近のその濃度は低下したといわれるが，過度の富栄養化の解消・大規模赤潮の発生の抑制と，し尿投棄禁止との関係はまだ疑問視されている。津田　覚編著(1974)：前掲 5) p. 173.
18) 海岸線は単に陸海の境界線ではなく特別の資源であるという基本的認識にたつて，開発利用構想の出発点とすべきだということが主張されはじめた。フイジカルプランニングでは，工業基地構想と同程度の精度で生活圏構想を明らかにし，そのうち雇用機会を与える一つの方策として工業基地が論じられるべきだとし，加えて生態学的，社会学的調査が強調されている。運輸省第四港湾建設局(1972)：西瀬戸・志布志地域開発計画調査報告書(日本地域開発センター受託調査)，155 p.
19) 産業立地研究所(1974)：西瀬戸地域大規模工業基地開発計画調査(地域産業構造変革調査報告書)，総論篇211 p.，各論編202 p.

(1975年1月30日受理)

地学雑誌 84, 3 (1975)

# 中新世古地理からみた中国山地の準平原問題

多 井 義 郎*

**Some Problems on the Peneplanation of the Chûgoku Mountains Based on the Miocene Paleogeography, Japan**

Yoshirô TAI

**Abstract**

In the Chûgoku Mountains, the geological and geomorphological relations between Backbone Ridge surface and Kibi Highland surface as elevated peneplain in the post-Miocene age, have been discussed many times over the past years.

It is noteworthy that IMAMURA *et al.* newly found out a remnant of the marine Miocene Bihoku group, from the erossion surface on the crest of Mt. Azuma, which is one of the Backbone Ridge surface. The IMAMURA's data is considered to indicate that both Backbone Ridge and Kibi Highland surfaces had been formed by the same post-Miocene peneplanation contemporaneously.

In this article, the significance of its discovery is discussed from the Miocene paleogeographic and post-Miocene geotectonic points of view.

## I まえがき

本論は，筆者が1973年日本地理学会秋季大会（広島大学）のシンポジウム「浸蝕面」で「中新世古地理からみた中国山地の浸蝕面」と題して講演した内容をその骨子としている。一口でいえば，中国脊梁山地の高度1000 m を越す吾妻（あづま）山山頂の浸蝕平坦面上から今村外治らによつて発見された海成中新統をどうみるかということである。

この発見は，小藤文次郎以来70年近くも続いた中国地方の準平原論争に影響するところがきわめて大きく，いわゆる中国脊梁面と吉備高原面の，少なくとも形成期に関しては両者に差をつける理由はなくなつたと思うのである。

いま一つ，今から約20年前，筆者は海成中新統の微化石研究を進めていく過程で，脊梁山地を沈めない大塚弥之助（1937）の古瀬戸内古地理の内海説にたいへんな疑問をもち，否定する方向に傾いていた。ついに筆者は，後述のような古生態学的見解から，当時の海を内海として終始させず海進頂期には中国脊梁も全部海底に沈めた公海としての古地理図を発表（多井，1957）していた。当時は相当思い切つた異説であつたが，有孔虫生態ではとうてい解釈不能であつたからである。脊梁上に海成層発見という事実を前にして，筆者にはやはりという感慨一きわ深いものがある。

この辺の事情を多少研究史をたどりながら以下に述べてゆきたい。

本文を草するにあたり，鈴峯女子短大今村外治教授の御教示と御好意に負うところがきわめて大きく，ここに深く感謝する次第である。

* 広島大学総合科学部地質学研究室　Dept. of Geology, Hiroshima Univ.

## II 研　究　史

中国山地の地形発達史の中で，小藤文次郎（1908）の報告以来今日にいたるまで論争の焦点の一つとなつているのは，いわゆる中国脊梁山頂に発達する脊梁平坦面（高度 1000 m 前後）と隆起準平原の名で知られる吉備高原面（高度 400～600 m）とが，ともに同時期に形成された一続きの浸蝕小起伏面であつたのか，それとも時代を異にした別々の平坦面であつたのかということである。

小藤（1908）以来，多数の地形・地質に関する論文や報告書の中で，上記の問題にふれたおもなものをたどつてみよう。

小藤（1908）は脊梁平坦面については述べなかつたが，吉備高原が隆起準平原であることを指摘した功績は大きく，本邦の地形論に隆起準平原の概念を導入した最初である。小藤は，その準平原化作用は中生代末に行なわれたもので，それが第三紀初頭に隆起し，さらに第三紀末に曲隆による上昇を繰り返し現在の高さに位置するようになつたと説明した。

大出稔（1912）は，中国脊梁山地は吉備高原の準平原上に残されたモナドノックであると述べ，注目すべき見解を発表したが，その後の論議はもつぱら準平原化の時代論に終始した観があつた。

辻村太郎（1929）は，大出の指摘以来あまり関心が払われていなかつた中国脊梁平坦面を取り上げ，吉備高原面との関係を新たな見地から論じた。すなわち，津山盆地北東部の那岐山（1240 m）を代表とする美作山地の 900 m～1000 m 高度にある浸蝕小起伏面は吉備隆起準平原の一部であると断定し，津山盆地に臨む那岐山断層崖を形成した断層運動によつて異なる高度に達したと結論した。このことはその後の準平原問題に一石を投じ，より広範な論争をまきおこす動機となつた。

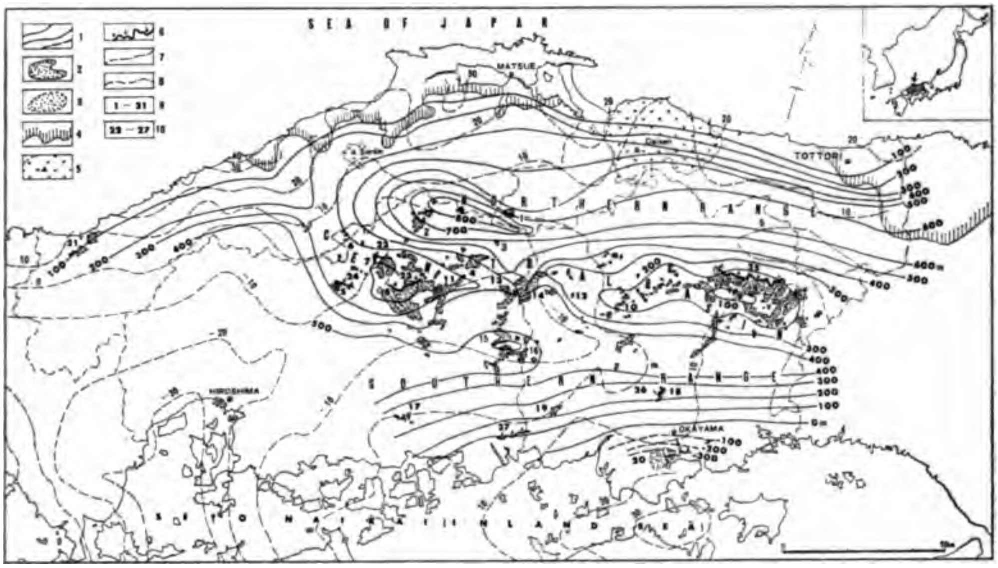
1937年，大塚弥之助は中国地方全般にわたるそれまで判明した海成中新統の水平および垂直分布を切峯面との関係において詳細に検討した結果，吉備高原の浸蝕小起伏面が基盤も海成中新統も共に切ることから，その起伏面形成は中新世末期から鮮新世中に行なわれたと断定した。他方，中国脊梁上の浸蝕小起伏面については，海成中新統の堆積初期にはすでに山地の地貌を呈して中新世海域の海面上に陸地として頭を出していたとし，脊梁面は中新統堆積前にすでに概形が形成されていたと断定した。この大塚説は，その後の中国地方中新世古地理の考え方に大きな影響を与えた。小林貞一（1937，1950）もこの大塚説を支持した。

脊梁面と吉備高原面とが断層運動によつて分化したとする1929年の辻村説は，上記大塚・小林によつて一応否定されたが，その後の地形学者中にも賛否両論がたたかわされ，下村彦一・今村学郎（1938）の否定説，伊藤隆吉（1941）の賛成説などするどく対立した。

1952年，辻村太郎は日本の準平原問題を論ずる中で，中国脊梁山地の道後山・那岐山で代表される山頂の高位浸蝕小起伏面が，点々と中国地方の広い範囲に分布することを重視し，これを前述の大出説のようなモナドノックでは解釈ができないとし，脊梁面が吉備高原面より旧期であるとする考えに懐疑的な見解を述べた。両者ともその準平原化は中新世以後で，前者脊梁面形成を中新世後期とすれば後者高原面は鮮新世形成の平坦面であるとし，前者が若干先行するとしてもその間に著しい時代的差異はないといい，さきの1929年の彼の断層説を若干修正したのである。

1950年代にはいつて，中国脊梁山地南麓の三次・庄原・津山諸盆地の北縁から次々と衝上断層が発見され，いずれも北（または北西）から南（または南東）へ基盤岩が海成中新統上あるいは第四紀礫層上に衝上するものであつた。今村外治・多井義郎（1950）の山ノ内衝上，河合正虎（1952）の美作衝上，今村外治（1953）の船佐衝上の発見はそれである（第1図参照）。

1954年，辻村は，津山盆地の那岐山断層崖の南麓で確認された美作衝上（河合，1952）を重視し，脊梁面と吉備高原面とも，元来一続きのペネプレーンであつたものが断層と曲動で変位し，互に異なる高度に達したものであるとして1929年発表の断層説に再びもどつたのである。




第１図　中国地方の海成中新統備北層群の基底面の高度分布(多井，1972に若干追加)
1：基底面等高線，2：海成中新統，3：海底下の海成中新統，4：グリーンタフ地域の海成中新統の分布南限，5：第四紀火山，6：第四紀衝上断層，7：重力のブーゲ異常（mgal）（坪井ほか，1954)，8：県境，9：主な分布地名番号（1：多里，2：新市，3：道後山下，4：西城，5：船佐，6：作木，7：布野，8：三次，9：津山，10：北房，11：庄原，12：新見，13：東城，14：哲西，15：油木，16：高山市，17：仏通寺，18：日応寺，19：浪形，20：児島湾，21：益田)，10：衝上断層名番号（22：上布野・二反田，23：山ノ内，24：船佐，25：美作，26：日応寺，27：福山)，800 m 等高線内の＊印：本文の吾妻山海成中新統の分布地点．

多井義郎（1957）は，全く別の観点から古瀬戸内海古地理に関する従来の見解と大きく異なる提案を行なつた。つまり，海成中新統に多量の小型有孔虫化石が含まれることを発見し，これに基づく微化石層位学的，古生態学的研究から，中断世の海進最盛期には中国脊梁部も海底下に水没したとする公海説を提案したのである。これは従来の多島内海の大塚説を真向から否定し去るものであつた。そのさい中新世から鮮新世にいたる古地理図６面を発表した。結論的にいえばこれを立証するデータが今回1972年から翌年にかけて今村外治らによつて発見されたのである。

続いて多井（1963, 1965）は，岡山市南の児島湾底下に海成中新統（厚さ 310 m）が潜在することを発見し，特にこれの最上部に海退相を保存することから古瀬戸内海地史終章の新知見の部分としてその意義を強調した。

1972年，多井は中国地方全域の海成中新統の基底面高度分布図を作成し，残存層序と高度との関係，中新世以降の波状曲隆運動の形態について述べた。第１図はこの時の図が基本となつている。

1973年，多井は中国脊梁吾妻(あづま)山山頂で今村外治らが発見した海成中新統の意義を強調し，いわゆる脊梁面と吉備高原面は同準の削平面であると断定し，その後の断層運動を主とした地殻変動によつて現在の高度差を生じたとした。この内容が本論の骨子である。

### III　海成中新統備北層群

第１図で示すように，中国地方の海成中新統は，山陰のグリーンタフ地域を除けば，中国山地およびその南麓に点々と散在していることは周知のことである。主な分布は南麓諸盆地内およびその周辺にあるが，中国脊梁内の新市盆地，多里盆地（多里層群），益田市付近（益田層群）および岡山市児島湾底下のもの

もすべて，備北層群に対比されるものである。

備北層群について共通した特徴のいくつかをあげると，第一に断層に接する付近を除きほとんど褶曲せず，ほぼ水平の状態で先新第三紀基盤岩上にのっていること，第二に基盤岩と接する不整合面がどこでも容易にみられること，第三に下部の砂岩・礫岩には軟体動物化石が，中部の泥岩層には小型有孔虫化石が，上部の砂岩層中にも有孔虫化石が多量に含まれ，微化石帯区分と岩相層序区分がどこでも比較的容易に識別できること，第四に中部層の下部にはほぼ一枚に限られた凝灰岩層がはさまれ，これが広域に追跡されるため，時間層位的に対比をより確実にすることができるなどである。

現在確認されている備北層群の中で，最大の層厚をもつものは児島湾底下の301 m（—74～—375 m間）である。陸上露出のものではふつう100 m以下で，150 mを越えるものは少ない。これの岩相・微化石・層位に関する研究はすでに発表した（多井，1963，1965)。砂岩・礫岩に始まり泥岩になり砂岩に終る典型的な堆積サイクルの形で発見された意味は大きく，これから中新世海の全部の地史が読めるわけである。陸上露出のものでは，せいぜい泥岩どまりである。いろいろ検討した結果，中国地方の備北層群は，海進期堆積物としての下部砂岩層，海進の盛期堆積物としての中部泥岩層，海退期堆積物としての上部砂岩層からなることがわかつた。

筆者（多井，1972）は，微化石層位（主として底生有孔虫による）を主体にして備北層群の綜合層序区分を行ない，下位からⅠ～Ⅵの6区分とした。それぞれの厚さの最小～最大の変動幅をみると，Ⅰは8～166 m，Ⅱは5～26 m，Ⅲは7～43 m，Ⅳは4～68 m，Ⅴは43～90 m，Ⅵは9～52 mであつた。これらの内容については上記論文中にあるが，岩相層位にあわせると，区分Ⅰは備北層群の下部層，Ⅱ＋Ⅲ＋Ⅳは中部層，Ⅴ＋Ⅵは上部層にほぼ相当することになる。また，筆者(TAI，1959）の微化石（底生有孔虫）層位区分にあてると，区分Ⅰは *Miogypsina—Operculina* 化石帯に，Ⅱ＋Ⅲは *Amphicoryna*（属名改訂）—*Uvigerina* 化石帯に，Ⅳ＋Ⅴ＋Ⅵは *Cyclammina—Martinottiella* 化石帯の下・中部に相当する。浮遊性有孔虫が出現し，豊産するのはほぼ区分ⅡおよびⅢに限られる。これがBLOW（1969）の区分のどの部分に相当するかは目下検討中*であるが，大体N 9に相当すると予想している。

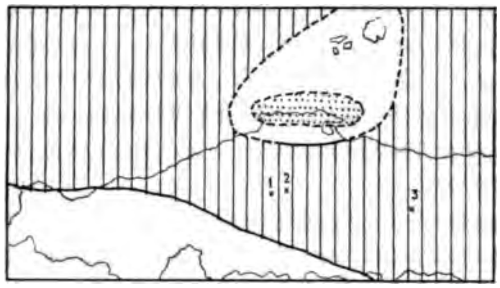
## IV 中新世海進最盛期の古地理

中国地方の中新世海域の復元について，最も優位に取り上げたのは，浮遊性有孔虫化石の産状に関してである。特にその最盛期付近の海況を古生態学的観点から考察してみよう。1957年の古地理図発表まで，筆者が備北層群中から有孔虫を検出していく過程で，区分ⅡおよびⅢから外洋生態環境を要求する浮遊性有孔虫が異常と思われるほど多量に含まれていることに気付いたのである。地層の比較的発達良好な盆地で筆者がその含有を検討したところ，検出総個体数中浮遊性個体の占める割合は，三次盆地で11%，庄原盆地35～52%，新見盆地29%，津山盆地25～68%という数値が出てきたのである。現在の瀬戸内海底では，浮遊性有孔虫殻がどれ位の比率で含まれているのであろうか。1950年代の試料によるデータではあるが，その二・三を紹介する。古いけれども汚染のそれほど進まなかつた時代の記録であるため，むしろ今日では貴重なデータとなつた。内海東部の大阪湾の例では，中世古幸次郎（1953）は16地点のうち地点から，また高柳洋吉(1954)は11地点のうち3地点から浮遊性種の殻の産出を報告しているが，どの4地点でも1～2個体程度で，その産出割合は底生種に対して0.7%以下であることが読まれた。小豆島北西海域16地点で筆者（多井，1971）が検討した結果では，2地点から浮遊性種が出ただけで，その割合は底生種に対して2～4%程度で，残りの14地点では皆無であつた。また，広島湾南方の諸島（もろしま）水道海域の水深100～150 m程度の海底泥を検しても浮遊性種の産出はなかつた。長浜正穂（1951）は別府湾から15地点，松永湾から21地点の試料を検したが，いずれも浮遊性種の産出報告は全くない。他方，東京湾のような外洋に直接大きな口を開けているところでも，森島正夫（1955）の報告によれば，湾内での産出は微弱である

* 詳細は大阪市立自然史博物館長千地万造氏と共に検討中である．

が，湾口ないし湾外ではじめて急激に個体数を増しているとしている。PARKER (1948) によれば，*Globigerina* のような浮遊性有孔虫は，それが繁殖するためには海水の薄まらない水域を要求するのだとしており，川による陸水がその海岸水域を薄めるようなところでは浮遊性種は生息せず，したがつて堆積物中に遺骸を供給しないというのである。

このようなわけで，中国地方の中新世海域が，もし大塚 (1937) の説く溺れ谷式多島内海で終始したとすると，津山・庄原などは細長い内海のもつとも奥にはいつた位置にくる。つまり陸水で最も薄められる水域に，津山にみられるような浮遊性有孔虫個体が70%にも達する外洋環境を想定しなければならないという矛盾がでてくるのである。また浮遊性個体を含む地層の厚さが区分IIとIIIを合わせて約70 mにも達することや，その空間的な広がりからみても，浮遊性種がたまたま内海にまぎれ込んだものとする解釈ではとても理解できない。そこが浮遊性種にとつて好ましい繁殖海域になつていて，かなりの長い地質時代を通じて遺骸を海底に供給し続けた場所とみなければならない。以上が，1957年筆者が中国脊梁一帯を海進最盛期に水没させ一面の外洋として表現したゆえんである(第2図)。




第2図　中国地方の中新世海進最盛期における古地理（多井，1957）たて線の部分：海域，白地の部分：陸域，点線の部分：陸内の淡水域，数字は現地点の位置（1：三次，2：庄原，3：津山）

1930年，竹山俊雄は津山の海成中新統を扱つた論文の中で，これに含まれた貝化石の圧縮現象を指摘し，海成中新統は相当な厚さに達したであろうと推定した。大塚 (1937) の論文中の最後の方でもそのことに触れ，あるいは中新統は中国地方全体をおおつたかも知れないという微妙な論述があり，そうだとしてもそれを否定する資料はないと当時述べている。津山盆地の図幅調査を行なつた河合正虎 (1957) は，貝化石 (*Vicarya*) とウニの圧縮現象について細かい注意を払い，その変形度を計測している。その際，当時の海は南方へ広くひろがり，現瀬戸内地域もおおうものだとしている。以上の事実は，主として備北層群下部砂岩層中の大型化石に関してであるが，それから上位にくる中部泥岩層中の小型有孔虫についても，圧しつぶされて変形したり破損したものが比較的多く目に付くのである。

以上のように海成中新統自体から導かれるデータは，中国脊梁上からも現瀬戸内海底からも，海成中新統の発見を示唆せざるを得ない状況を教えている。

## V　吾妻山脊梁面上で発見された海成中新統

1971年末頃までに知られていた備北層群の分布の最高地点は，広島県比婆郡高野町新市の北方，毛無山 (1147 m) の西山腹斜面高度810 m付近に分布するものであつた。毛無山山塊と備北層群分布域との間には南北方向に断層が走つており，これに接する毛無山側は急傾斜の見事な断層崖をなしている。備北層群はその断層崖に接する山麓緩傾斜面上にかんらん石玄武岩におおわれて露出しているのである。断層による落差を元に戻せば，おそらく810 mよりもつと高い位置にくるだろうと思われたが当時は推論の域を出なかつた。

ところが1971年から翌年にかけて，上記毛無山から約8 km東にある脊梁山地の一つで広島・島根両県境に位置する吾妻山 (1239 m) を中心とした一帯が，「県民の森」として広島県の開発の対象となり，道路建設などで山頂付近に新鮮な露頭が知られるようになつた。今村外治ら地質研究者は，1972年から翌年にかけてこの地区を調査しきわめて貴重な海成層を発見した。吾妻山山頂から約245 m位下つた南面の，通称池ノ原とよぶ平坦面地形をきる道路崖（高度996 m）に出ている砂岩・礫岩互層がそれで，今村はこ

れから海生貝化石破片やウニ化石を発見した。筆者も露頭を観察したが，基盤の石英斑岩上にのる厚さ6m程度のものである。この道路沿いに東へさらに約400mいつた崖には，主として石英斑岩の円礫（最大径2m+）からなる厚さ4m以上の礫岩層が露出し，その上位を見掛上東へ約10度位の傾斜で吾妻山山頂を占めるかんらん石玄武岩流が被つているのが見られる。この露頭から北西方向にある池ノ原の緩斜面上の浅い谷（高度1025m付近）には，さきの礫岩層の礫と同質の人頭大の円礫がいたるところに転び出ており，おそらく玄武岩流の下にかくされた礫岩層から導かれたものであろう。さらに別の研究者は，吾妻山山頂から約600m西方の稜線に近い南側山腹（高度1035m）から貝化石の破片を含んだ粗粒砂岩を発見したという情報もあり，吾妻山の南側のいわゆる脊梁平坦面上高度1000m前後には，かんらん石玄武岩流に被われた海成の砂岩・礫岩層がひんぱんに顔を出していることが明らかとなつたのである。今村はさらに，吾妻山の東側緩傾斜面，島根県横田町側の通称大膳原の高度1010m位のところからも貝化石やウニ化石の破片を含んだ砂岩・礫岩層を発見しており，吾妻山頂をおおう玄武岩流のほぼ最下底にあたる1000m前後の平坦面上には，上述のような海成層がもはやまぎれもなく実際に存在していることが明確となつた。

今村外治はその海成層を備北層群の下部砂岩層と断定しているが，筆者も観察し得た限りでは全く同意見である。これら海成層に関する調査・検討が現在進行中であり，いずれその詳細が今村外治を中心として発表される予定である。

前項の備北層群の総合層序区分からすると，これら海成層はまず区分Iに相当する部分であることはまちがいない。

## VI　海成中新統の基底面高度

以上のようなわけで，現在確認された中国地方の海成中新統備北層群の分布は，最高1000mを20～30m越える位置から最低は海底下—375mにいたる間のいろいろな高さに散在していることが明らかとなった。第1図は，そのような備北層群の基底面高度の分布をもとにして描いた切峯面図で，すでに筆者が1972年に発表した構造等高線図が基本になつている。今村らが発見した吾妻山海成層の分布位置は，当時その事を全然知らずに描いていた800m構造等高線の輪の中にまさに落ちるのである。第1図中には新知見としてその位置（*印）が示されている。

さきにIII項で述べた総合層序区分（I～VI）個々の詳しい内容については報告ずみ（多井，1972）なので省略するが，これらの区分が高度を異にして残存する備北層群にどのように現われているかについて多少重複して述べたい。第1図には分布のおもな地名が入れてあるが，まず最低高度の－375mから始まる児島湾底下の備北層群はIからVIまでの6区分全部が連続して認められる。次に備北層群の基底面高度が0～200m間にある三次（基底面高度165m），津山（145m），益田（110m）などの例では上位区分二つが欠け，IからIVまでの4区分が残る。基底面がさらに高まり200～300m間のもの，たとえば布野（250m），庄原（250m），船佐（280m），北房（210m），新見（280m）などではIからIIIまでの3区分，あるいはIIまでの2区分が残るだけとなる。300～600m間の多里（560m），西城（370m），作木（300m），東城（300m），哲西（425m），油木（550m），高山市（540m）ではIとIIの2区分，あるいはIだけとなつている。基底面が600m以上にも達する新市（785m），道後山下（615m）ではIだけ残り，上位五つが欠けている。先に述べた基底面高度約1000mの吾妻山海成層は，まぎれもなく区分Iにはいるもので，その下底に近い部分と解釈する。

したがつて，以上を総括すると，海成中新統備北層群の残存状態は，その基底面高度を増すごとにその削剝は下位層準にまで及んでいることが明らかとなつた。児島湾底下の備北層群は，堆積サイクルの完全に近い形で残され，吾妻山脊梁面のそれは備北層群基底に近い部分がかろうじて保存されていることがわかつたのである。

## VII 結　論

中国脊梁山地，吾妻山（あづま）（1239 m）山頂のいわゆる脊梁平坦面上の高度996 m～1035 m間において，今村外治らによつて発見された海成中新統の露頭は，中国地方におけるその分布最高の地点を示すと同時に，これまでの準平原論，中新世古地理，地質構造発達史にはかり知れない影響を与えるものとなつた。

中国山地に発達する浸蝕小起伏面のなかで，中国脊梁山頂の高度1000 m前後に発達する脊梁平坦面（道後山面，高位平坦面）と隆起準平原の名で知られる吉備高原面（高度400～600 m）の形成期については，脊梁面からも海成中新統が発見された以上，吉備高原面と差をつける理由はなくなつたように思われる。現在の高度差は，海成中新統堆積後，両者が同一準平原化作用を受け，その後おもに断層運動を伴つた地殻変動によつてもたらされたものである。中国山脈南麓の中新統のおもなものは，断層運動に伴つて形成された山間盆地底に残存しているものが多い。

他方，海成中新統自体の研究から，海進頂期古地理の条件は，外洋性動物化石（浮遊性有孔虫）の豊産から，公海説（多井，1957）をとり脊梁山地を海底下に沈めざるを得なかつたが，今回の今村らによる吾妻山海成層の発見によつてそのことが立証されたのである。

今後，ほかの中国脊梁山頂の特に玄武岩流で占められている直下の高度1000 m前後には，一そうの注意を払うべきで，海成中新統の発見される可能性がきわめて大きい。

### 主要参考文献

今村外治（1964）：広島県地質図（20万分の1）同説明書―地形―．広島県，pp. 9-16.
大塚弥之助（1937）：中国山地の概形とその地質時代．地学雑誌，Vol. 49, No. 578, pp. 156-162.
多井義郎（1957）：日本の新生代の堆積区とその変遷（2）―山陰地域―．新生代の研究，No. 24-25, pp. 20-27.
―― (1963)：西部本州瀬戸内中新統の海退相について．広島大地学研報，No. 12, pp. 295-304.
―― (1965)：岡山県児島湾中新統の沈積輪廻．広島大地学研報，No. 14, pp. 13-24.
―― (1972)：中新世以降における中国地方の地殻変動について．広島大教養紀要Ⅲ，Vol. 5, pp. 25-34.
―― (1973)：日本地理学会予稿集．日本地理学会，pp. 6-7.
辻村太郎（1952）：日本の準平原問題．東大地理研，No. 2, pp. 1-21.
―― (1954)：三段峡と八幡高原．東大地理研，No. 3, pp. 202-213.
吉川虎雄，他4名(1973)：新編日本地形論．東大出版会，pp. 1-415.

（1975年2月17日受理）

地学雑誌 84, 3 (1975)

# 海底砂州における微地形の発達 (2)

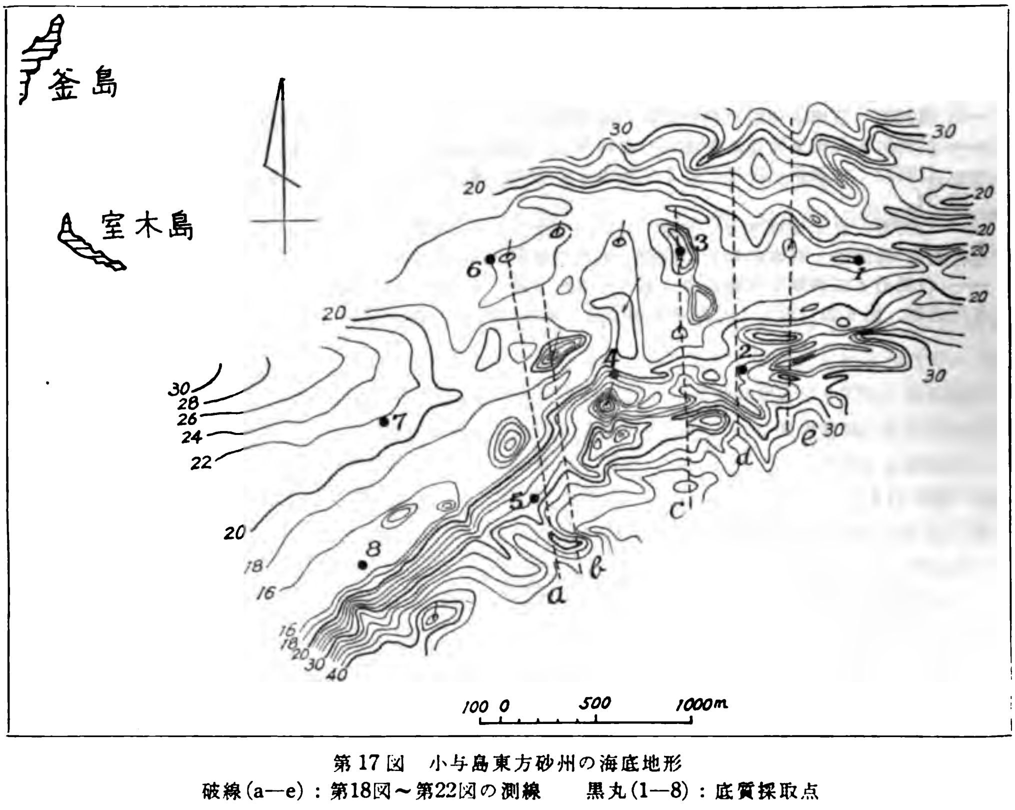
## ——イノサキノツガイと小与島東方海底砂州——

茂 木 昭 夫　岩 崎 　博*

### V　小与島東方砂州

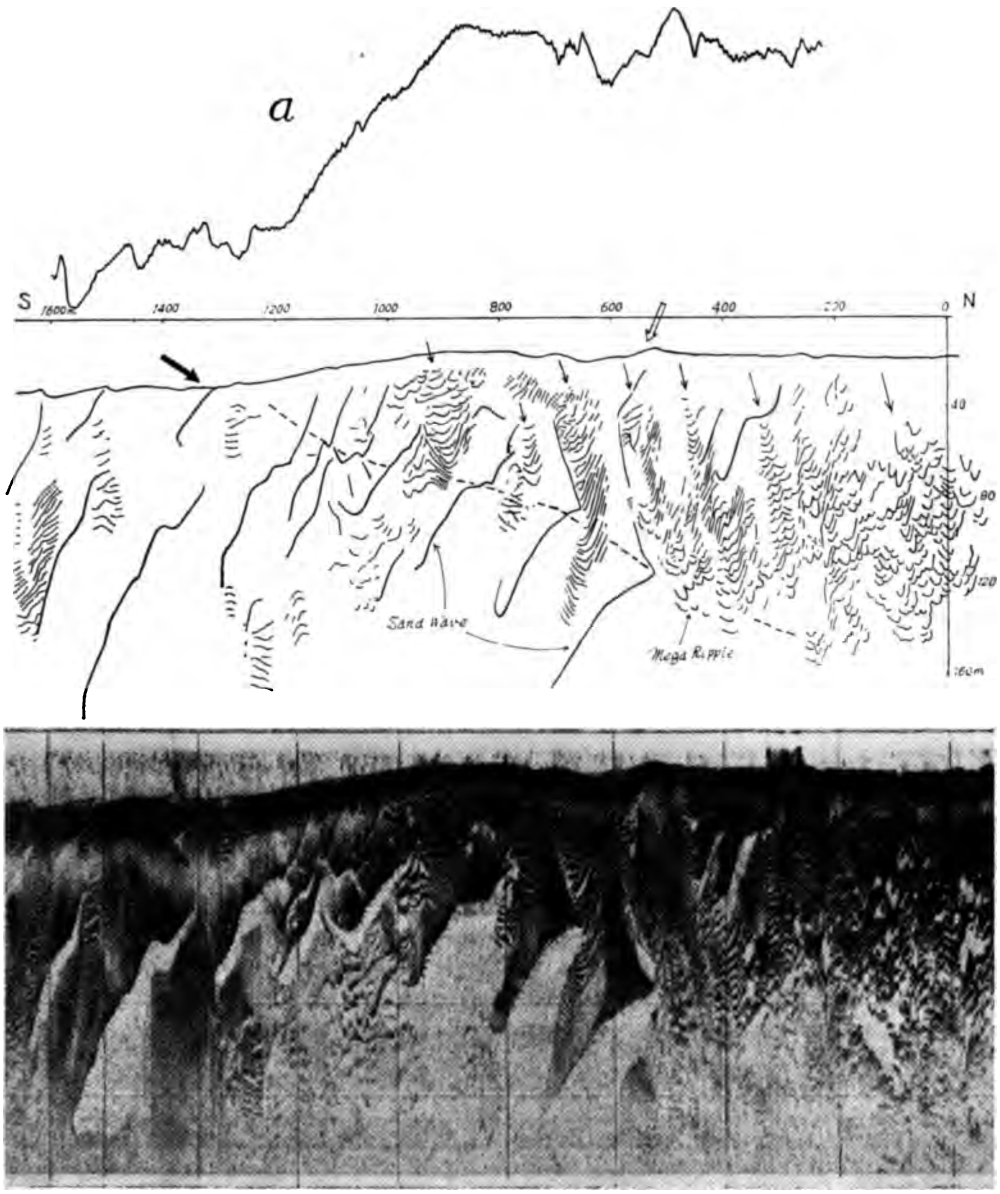
#### a.　音波記録に見られる海底微地形の特徴

第17図は小与島東方砂州の東半部を 2 m 等深線で表わしたものである。逆くの字形のこの部分は，起伏のあるけわしい斜面によつて，南東側と北側を画し，なめらかな凹地状をなした緩斜面によつて西側を画している。砂州の表面は全体的には −16～18m の平坦頂であるが，所々に孤立した高まりと凹地がある。この凹地は1925年以後の自然の埋め立てから取残された部分である。北側斜面の起伏は，下方にのびる尾根とその間の溝からなつて系統的であるが，南側斜面では斜面に必従的な数条の高まりと，これを横断する高まりとが交錯して不規則である。第18図—第22図は，第17図の各測線の地形断面とボトム・ソーナの記録を，西方から順次配列したものである。



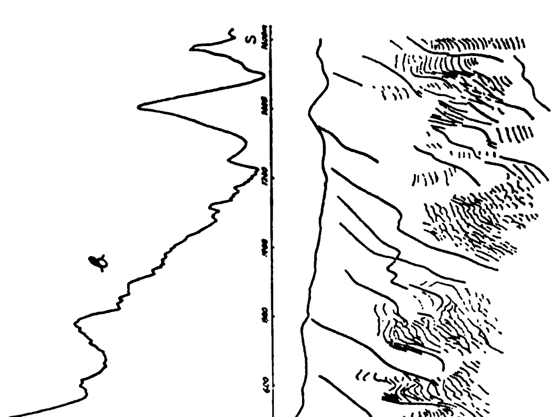

第 17 図　小与島東方砂州の海底地形
破線(a—e)：第18図～第22図の測線　黒丸(1—8)：底質採取点

* 海上保安庁，水路部　Hydrographic Department, Maritime Safety Agency




第18図　記　録　a
上：音測断面　　中：ボトム・ソーナ記録をトレースしたもの　　下：ボトム・ソーナ記録
黒矢印：主 sand wave を作った流向　　白矢印：従 sand wave を作った流向
細矢印：mega ripple を作った流向

第18図の断面を見ると，平坦頂と南側斜面下部に大きな起伏があり，これを修飾して小さな起伏が全域に見られる。ボトム・ソーナの記録を見ると，大きな起伏は孤立したものではなく，所々で中断されながらもある方向に延びていて，しかも互に平行な関係を保ちながら規則的に配列している。したがつてこれらの高まりの列は，かなり規模の大きい sand wave であることが分る。小起伏は多数の mega ripple



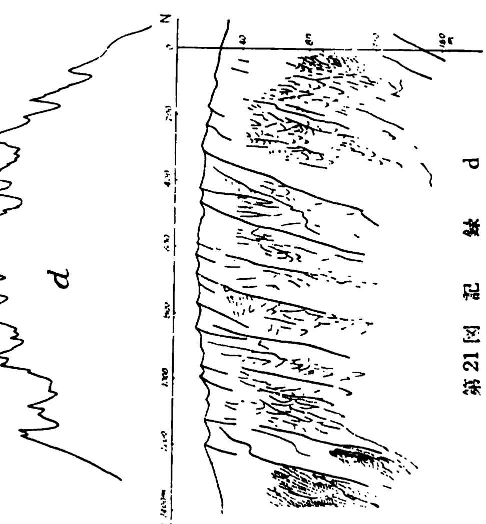

第19図 記 録 b

上：音測断面，下：ボトム・ソーナの記録をトレースしたもの



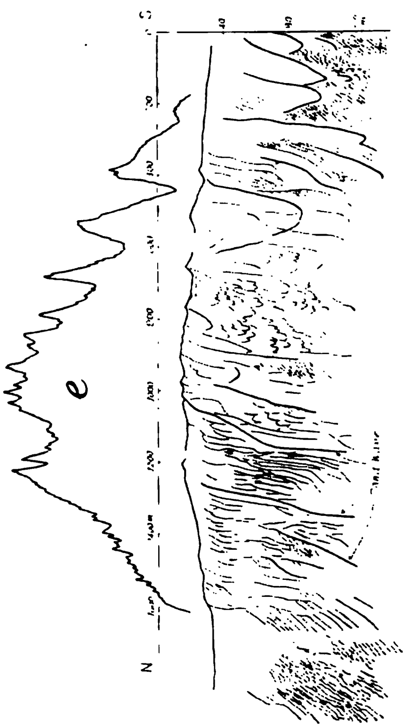

第20図 記 録 c

ボトム・ソーナの記録をトレースしたもの




第21図 記 録 d

上：音測断面 下：ボトム・ソーナの記録をトレースしたもの




第22図 記 録 e

上：音測断面 下：ボトム・ソーナ記録をトレースしたもの

であるが，図で分る通り直線状に長く連続するものはなくて短かい距離に終るが，これらが縞状に配列して細長い帯を作つている。この mega ripple の細長い帯は，図中に 12～13 条認められ，注目すべきことにこれらが sand wave を斜めに断ち切つているのである。この帯状の縞模様は，南の方では比較的直線的なものや彎曲したものであるが，北部に行くとウロコ型に配列したものになる。この多数の mega ripple の帯は，互に平行しており，比較的規則的な間隔をもつている。

ripple の帯は，流れの道筋を示していると考えられるから，mega ripple を作つた流れはこの帯に沿つた方向の流れであるに違いない。この流れの方向は sand wave を作つた流れ (sand wave に直角) の方向に対して，約 35° の交角をなすから，sand wave を作つた流れと ripple を作つた流れとはここでは別物であることが知られる。

もう一つ注目しなければならないことは，sand wave の峯の方向に不連続な折れ曲がりが見られることである。しかもこの段状の折れ曲がりは，よく連続して黒矢印付近から図の右下の方に向う斜めの線に沿つた一つの峯をなしていると解釈される。この峯線は矢張り sand wave の峯を示すもので，この峯を作つた流れの方向は，図の右上方の白矢印で示したような方向の流れであろう。この方向は既述の sand wave を作つた流れの方向に対して約 140° の交角をなす。このように見るとここには 2 方向の sand wave が交叉しており，その交叉点で更にその中間方向から来る mega ripple によつて，切断されていると判断されるのである。

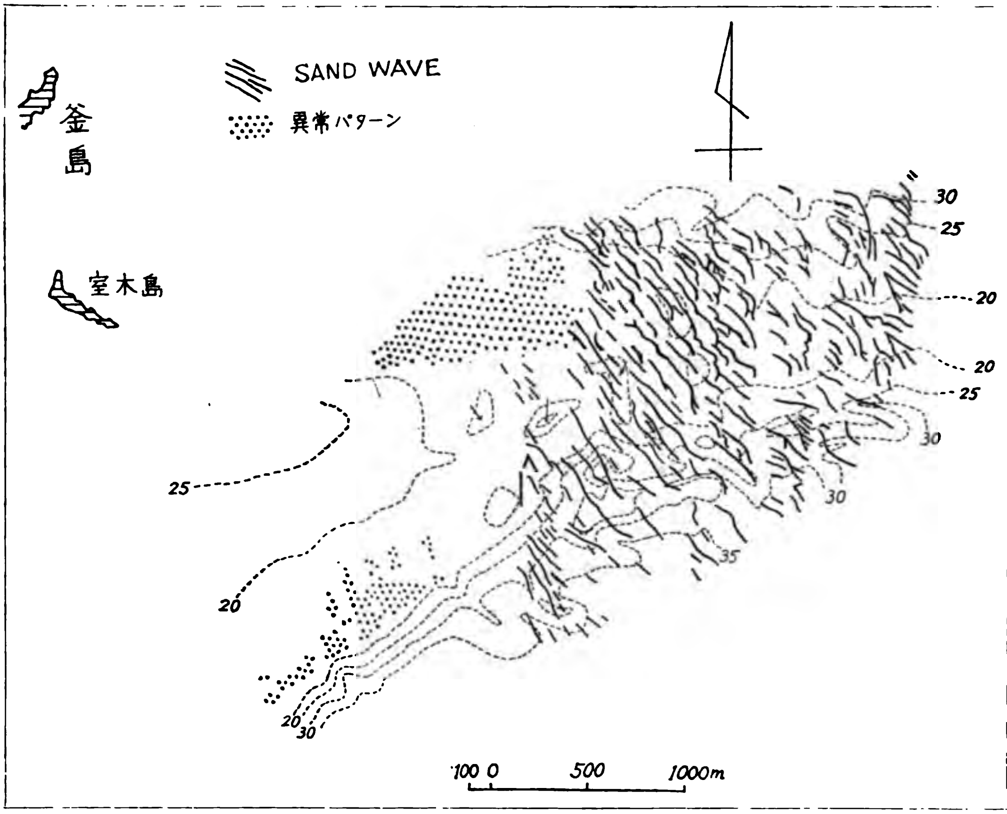
第19図はその東側の測線で，ここには規模の大きい見事な sand wave が発達している。ボトム・ソーナの記録は，第18図の場合と類似し，sand weve の峯は所々で mega ripple の帯によつて斜めに切断されている。ソーナの方向がここでは逆なので，ripple の彎曲の方向も逆になつて，上方に凸を向ける。sand weve の峯方向の不連続な折れ曲がりは，ここでも見られ，よく連続して一つの峯線を示している。ここでも主 sand wave に斜めに交叉した従的な別な sand wave の存在を示しているのである。

第20図は更に東の記録である。砂州の上には平行した数条の sand wave が見られ，ここでも途中に峯方向の折れ曲がりが見られる。図の中央の突起部 (sand wave) を境にして，その北側の砂州頂部では ripple の発達が著しく悪く，僅かに南端付近に見られるものは，バルハン型の ripple である。一方南側斜面には縞模様状の mega ripple の発達が著しい。斜面にはほぼ sand wave に平行した二つの尾根があり，それらの間は深い溝になつている。この尾根の斜面には，斜面に必従なひだを示す何本かの弱い線が見られると同時に，尾根方向に平行した megar ripple の縞模様が斜面を彩つている。

第21図は sand wave のきれいに配列した断面で，ボトム・ソーナの記録はイノサキノツガイの場合に類似する。すなわち南側斜面に直線連続型の mega ripple，北側斜面にはバルハン型の mega ripple がよく発達し，sand wave の発達した砂州上では発達が悪く，しかも不規則である。sand wave の峯の折れ曲がりは更に東の区域外で起つている。

第22図は砂州の東端で，sand wave は砂州頂部から南側斜面にかけて大規模に発達している。ここでは sand wave は，斜面の下部に来る程大規模になつている。ボトム・ソーナで見ると，斜面の大規模な sand wave の峯は，直線状に続いているのではなく西側で彎曲していて V字状にえぐられた形をとる。これは等深線にも表われているように，sand wave が斜面から数条東方にのびているためであろう。山頂の sand wave は直線状で連続がよい。mega ripple のパターンには著しい特徴が見られる。すなわち山頂の南側ではバルハン型の ripple が見られるのに対し，北側ではかなり顕著な直線連続型の mega ripple が見られ，その方向は大体 sand wave の峯に平行している。南側斜面下部に見られる数コのV字状の凹地の所では，mega ripple はその背後の高まりに一面に発達しており，しかもV字形の谷と谷の境である峯 (sand wave) の所に，集中するように配列している。これは斜面から峯に沿う砂の移動の存在を示しているのであろう。

**b.　小与島東方砂州における微地形分布のパターン**




第23図　小与島東方砂州における sand wave の分布

小与島東方砂州についてもイノサキノツガイと同様な方法により，第23図および第25図を作成した。

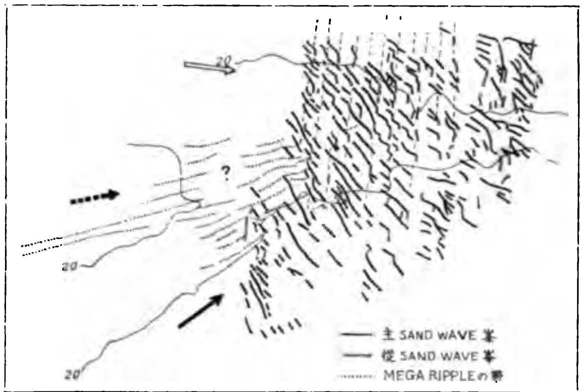
① sand wave

第23図に見られる通り，小与島東方砂州においても比較的直線状の連続のよい sand wave が卓越するが，イノサキノツガイの場合と異なる点は，連続性が悪くてしばしば中断され，しかも屈曲したり分岐したりしている点である。この sand wave の型を一応直線連続型から区別して，屈曲型と名付ける。

sand wave の一般的な方向性は顕著で，NW—SE の方向をとる。この方向は小与島からのびる南側砂州の延び方向に対して，直角な方向である。ところでこの砂州は，その南側の中央水道を往復する約3ノットの潮流によつて，流れの方向に小与島からのびてきたものであることは，最近の地形変化からも明らかであるから，この潮流方向にほぼ直角に配列している sand wave は，砂州の南側の中央水道を流れる潮流によつて，形成されたものであることは容易に理解できる。恐らく与島・三ツ子島間を通つて東に向う流れ(東流)が，砂州の南側斜面に沿つて流れた後，砂州の合流部で斜面が東に向きをかえるあたりから，砂州上に乗り上げ砂州の先端部を斜めに横断して，砂州の北東側の深みに抜けるのであろう。sand wave は，砂州がこのような潮流に洗われる部分に発達しているという事ができる。そしてまた sand wave の発達している所は，イノサキノツガイの場合と同じように，現在もなお活発に砂州が成長している部分にも当る。

先に述べたように，ここの sand wave は屈曲型で，延長は短かく平面形はかなり不規則である。第18図のボトム・ソーナの記録で見られたように，sand wave の峯の折れ曲がり部分（屈曲部）はよく連続

し，これらをつらねた線は，方向の異なる別つたの sand wave の存在を暗示する。第24図は sand wave の峯線をその方向によつて2種に区別して示したものである。顕著な NW−SE 方向の峯線は，前述の sand wave で，南側中央水道から流れこむ潮流に帰因したものである。これに対して極めて短小な折れ曲がりの部分をつらねた線は，よく連続して一つの方向線を示しており，しかもこのような線が数条，等間隔に平行に配列していて，1つの系統的な高まりの配列を示しているのである。その方向はNNE—SSW で，興味あることに，釜島からのびる砂州方向にほぼ直角な関係にある。このことは，この断片的な高まりの列は，下津井瀬戸を通つて南東流し，釜島から南東にのびる砂州の部分を作つた潮流に関連して作られた別の sand wave 系ではないかと推定されるのである。すなわち二つの砂州の合流部に顕著に発達している屈曲型の sand wave は，これらの砂州を作つた2方向の潮流が，それぞれの sand wave を発達させたので，2方向の sand wave がこの部分で重なり，不規則なパターンをもつた屈曲型の sand wave を現わしたものと考えられる。sand wave には NW—SE の方向性が遙かに優勢である所から見て，現在中央水道を流れる潮流の影響が，とくに強いことも納得される。




第24図　小与島東方砂州における方向別に見た sand wave の峯と mega ripple の帯

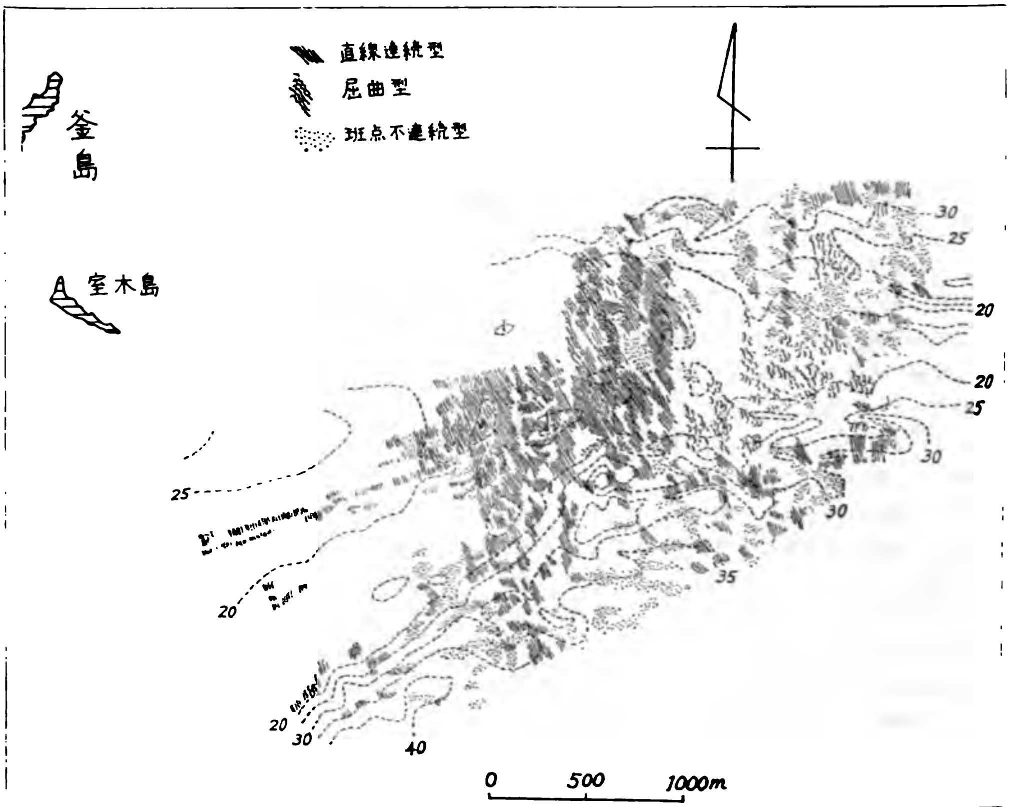
合流部から西の南北両砂州の部分に，ボトム・ソーナの記録に異常なパターンを示す地域がある。斑点状の不規則な記録で，今のところその正体は分つていない。地質から見て岩盤は露出しておらず中ノ瀬層であり，実際2カ所の底質調査の結果では，淘汰の悪い礫・細礫である。したがつて礫層が特殊な条件下で，このようなパターンを示す地形を作つているのであろう。それではその条件とは何であろうか。第1図で見ればこの異常記録が現れる地点は，南砂州では中央水道への張り出し部分，北砂州でも矢張り南への張り出し部分に当る。南砂州では明らかに急斜面をはい上つた縁の部分に顕著であり，多分潮流がこれらの張り出しに当つて乗り上げた時の乱れが，礫層に作用して作つたものではあるまいか。砂の場合我々はそこにバルハン型(斑点不連続型)を見たが，礫の所ではこれに類似しながらも，そのようなハツキリした形態をとれない事によるのであろうか[3)]。

② mega ripple

第25図は mega ripple を直線連続型，屈曲型，斑点不連続型に分けて，その分布を示したものである。この図で見られるように，砂州の合流部の西半に広く直線連続型の ripple が分布し，その東の砂州先端部には，斑点不連続型の ripple が分布している事が明瞭である。

砂州先端部には ripple の全く発達していない所も見られ，一般に ripple の発達は悪く地形は複雑である。この分布状況は，先に見た sand wave の分布と照合して見れば，大局的に sand wave の発達していない砂州合流部西半に，直線連続型の mega ripple の顕著な発達が見られ，sand wave の発達している合流部東半(先端部)では，ripple の発達が悪く，発達しているものは斑点不連続型のものであるという，一般的な傾向が存在することを知ることができる。この傾向は，先にイノサキノツガイで見たもの

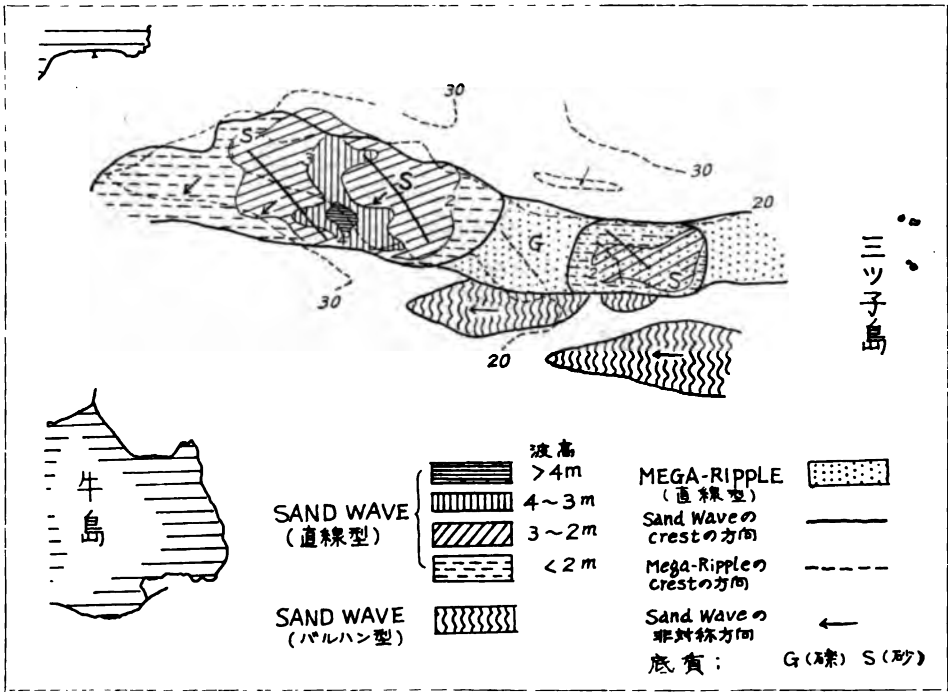
3)　礫はこの2カ所にのみ分布しているわけではなく，調査域の西部に広く分布しているのであつて，ある所では mega ripple などを形成している．したがつてこのようなパターは，礫が特殊な条件の場合にのみ生ずると考えられる．




第25図 小与島東方砂州における mega ripple の分布

と，大変類似したものであることも知られよう。イノサキノツガイの場合と異なる点は，sand wave と直線連続型の mega ripple の重複部分が，かなり大きいという事である。第18図で NW—SE 方向の sand wave が，mega ripple の帯によつて切断されている例を見た。これは sand wave の峯をつき破つて，この帯に沿つて流入してくる流れが存在することを示し，この流れによつて起された漂砂が，その流路に mega ripple の帯を作つたと解釈される。ripple の峯はこの流れに直角に縞状に配列しているが，時に先端部などで流れの方向に向つて concave な形（三日月形）を示し，極端な場所では，同じ方向の三日月形がウロコ状に重なりあつたバルハン型の ripple を形成する。この型の場合でも，その配列状態に ripple の帯が認められるのである。この ripple の帯の方向は，NW—SE 方向の sand wave を作つた潮流方向に対して，約 35° の交角で交わつており，その方向は逆くの字形のこの砂州の西側彎入部の方向に一致するのである。

第24図にこのような ripple の帯の認められるものを摘出して示したが，西側彎入部の緩やかな斜面の溝に沿つて，見事な ripple の道が形成されている事が分ろう。これは砂州の上に上ると同方向の多数の ripple の帯となつて平坦面を彩つているが，NW—SE 方向の sand wave 地域に達すると，sand wave の峯をつき破つて中に入りこみ，sand wave と mega ripple の広い重複地帯を形成している。この ripple の縞状の帯の示す流れは，釜島と与島の間の島々を通り抜けて，東西方向に流れる約2.8ノットの潮流に当り，この東流が彎入したゆるやかな面を，乱されることなく砂州にはい上るために，砂州の上に見事な縞状の mega ripple を形成したと考えられる。




第26図 イノサキノツガイの微地形分類図

先に述べたように砂州の合流部では，NW—SE 方向の sand wave と NNE—SSW 方向の sand wave とが交叉して，格子状の折れ曲がりを作った。ここに西方から別の流れが流入すると，東方に彎入した折れ曲がり部分に集中するので，この部分をつき破ることになる。第18図のボトム・ソーナの記録は，この現象を見事に表わしている。

③ 海底微地形と底質との関係

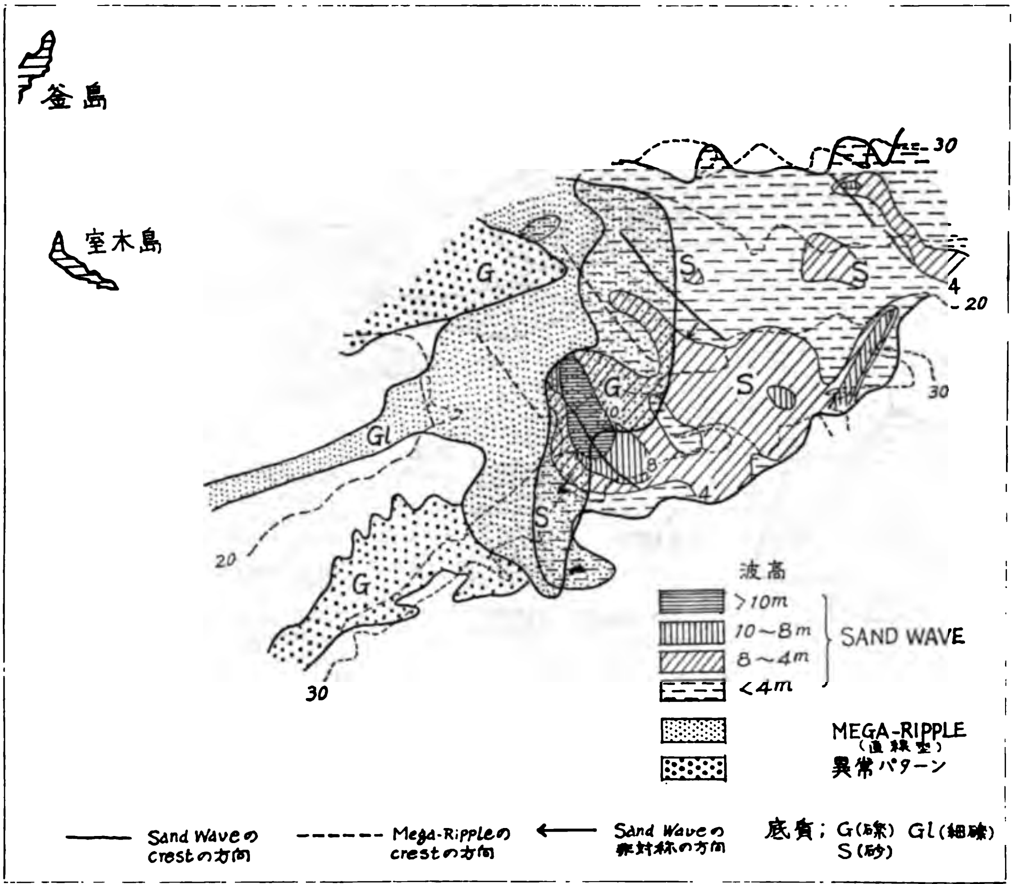
この区域の 8 地点から底質を採取したが，東半および南側の 4 地点が砂質で，西半の 4 地点が礫質であるという著しい特徴を示している(第17図採取地点参照)。

まず東部の No. 1 と No. 2 は，少量の粗砂を含むが，貝殻破片も非常に少なく，淘汰のよい中砂である。No. 3 ではやや粗くなつて粗砂が多くなり，若干の細礫も含む。淘汰は悪い。No. 5 は No. 2 と同じように南側斜面にあるが，底質も非常によく類似し，淘汰のよい中砂である。

No. 4 は 1~0.5cm 大の淘汰のよい角ばつた礫で貝破片もかなり含んでいる。採取地点は sand wave の峯の間の谷間であろうと思われる。

No. 6 は No. 4 よりも更に粗粒な亜角礫であるが，粒径は 1~1.5cm が普通で 2cm に達するものもある。少量の粗砂とかなり大きな貝殻を含む。No. 7 は粗砂をかなり含んだ数 mm 径の細礫で，少量の貝殻破片を含む。No. 8 は No. 7 と No. 4 の中間位の粗さの細礫・礫・粗砂であるが，淘汰が悪く，3 cm に達する礫を含み，少量の貝殻破片を含む。

この底質分布の全体的な傾向は，海底微地形の分布パターンと極めてよく一致していることが知られる。すなわち東半の砂質の海底は，sand wave や斑点不連続型の mega ripple の分布域であり，西半の礫質の海底は，直線連続型の mega ripple や異常パターンの分布域とよく対応している。更にくわしく見れば，粒径の最も大きい礫の所では異常パターンを作り，これよりも小さい細礫の所では，淘汰の悪い




第 27 図　小与島東方砂州の微地形分類図

所 (No. 8) で異常パターンを，淘汰のよい所で直線連続型の mega ripple を作り，粗砂・中砂の所では sand wave と斑点不連続型の mega ripple が現れるが，とくに後者は中砂の卓越する砂州先端部で顕著である。特異なのは sand wave の発達の最も著しい中央部で，No. 3 と No. 5 は少量の細礫を含むが中砂・粗砂であるのに対し，No. 4 は細礫・礫であることである。これらの地域は sand wave と直線連続型の mega ripple とが交錯している所であるから，峯の部分の砂質と谷の部分の礫質とが，それぞれ現れたものではなかろうか。

このような海底微地形と底質との密接な関連は，イノサキノツガイで見られた関係と大変よく類似したものであることに，注意する必要がある。

## VI sand wave と mega ripple との関連

以上の記載に見られたように，イノサキノツガイと小与島東方の海底砂州に，共通して明らかに独立した sand wave の領域と mega ripple (直線連続型) の領域とが，存在することが知られた。

そして両区域は常に接していて，その境界はかなり重複している。海底砂州を形成している漂砂の方向から見ると，mega ripple の領域が上流側にあり，sand wave の領域が下流側にある。この分布様式からすると，潮流によつて起された漂砂は，まず mega ripple を形成し，次いでその下流側に大規模な sand

wave を形成しているように見受けられる。

一方このような画然とした微地形分布のパターンは，底質の分布との間に見事な一致を示した。すなわち mega ripple は明らかに細礫の領域に形成され，sand wave は粗砂，中砂の領域に形成されているということである。この事実は粗粒の大きい礫や細礫では，規模の大きい sand wave は作らないで mega ripple を作るに止まるが，それよりも粒径の小さい粗砂・中砂では，大規模な sand wave を作るのではないかという考えに導く。これまでも sand wave は，砂の範囲内で粒径の平方根に比例しながら増大する (KING, 1959) が，礫の分布域に至ると突如として消失するという事実が知られている (茂木・加藤, 1962)。一部の礫堆で sand wave の存在が知られているが，そこでは規模が小さく，分類からすると mega ripple の範ちゆうに入る(陽, 1965, 茂木, 1973)。

したがつて定量的な関係は未だ得られていないが，多分粒径の増大と共にその規模を増した sand wave は，粗砂・細礫付近を頂点にして，急激にその規模を減少し，mega ripple に転化するのではなかろうかと推定される。

この２つの現象を組合わせて考えると，海底砂州の上で潮流によつて行われている漂砂は，長い間に底質を粒径によつてふるい分け，細粒部分を洗い出して，砂州の先端部に運ぶため，上流側に粗粒底質が残り，下流側(砂州先端部)に細粒底質が集積することになる。粗粒底質が細礫以上であると，そこには mega ripple の領域が形成されるが，これに接する粗・中砂域には突如として規模の大きい sand wave が現れるという事になる。粗粒域(礫質)と細粒域(砂質)とがその境で交錯すると，波長の長い sand wave の中に波長の短かい多数の mega ripple が介在することになろう。

その関係を実際の例で見ると，mega ripple は sand wave の峯と峯の間の谷部に主として存在し，ripple の峯の方向は sand wave の峯方向に対してほぼ平行な場合もあるが，しばしば斜交したり，時には直交し，sand wave の谷方向に彎曲している場合も見られる。小与島東方の海底砂州に見られたように，この ripple の帯が sand wave の峯を斜めに切断している場合も存在する。

このような事実は礫質が低い谷部を作つており，砂質が高い峯部を作つていると判断され，現にここで底質のふるい分けが行われている事を示しているのではあるまいか。sand wave 内での底質分布については，この場合と逆の現象も知られているが，備讃瀬戸東部で調査した本座ら(1968) は，谷部の粗粒，峯部の細粒を報告していて，この関係を支持している。

しかし sand wave と mega ripple (直線連続型) の領域の形成が，一義的に底質粒径にのみ依存しているのであろうか。両者の交錯した地域では，sand wave の峯方向に対して斜交した mega ripple や，時に sand wave を斜めから切断した mega ripple の帯が存在していて，明らかに sand wave を作つた流れとは異なつた方向の流れが，mega ripple を形成した事を暗示している。小与島東方砂州の場合，その方向は ripple の帯(道)として逆くの字型のこの砂州の西側彎入部緩斜面まで追跡された (第24図)。したがつてここではこの mega ripple のパターンを作つたのは，sand wave を作つた南西からの流れではなくて，これと約 35°の交角をなす東西流であることは先に述べた所である。

この流れは彎入部の深みに沿つて緩やかな斜面を上つてくるであろうから，乱れの少ない斉一な流れであろうと思われる。sand wave を作つた急斜面を乗り上げる乱れの多い流れとは異なるであろう。このような流れの性質もまた，一方では整然とした縞状の mega ripple を形成し，他方では斑点不連続型の mega ripple に彩られた sand wave の地域を形成するのに関与しているのではなかろうか。イノサキノツガイの場合でも mega ripple の発達している頸部は，与島・三ツ子島間を西流する流れに対して緩やかに彎入しているが，その西の sand wave 地域では流れの方向に対し張り出している。南側斜面の谷状の深みに沿つて短小な ripple の帯が見られることも，同様な現象であろう。イノサキノツガイで潮流の乱れを測定した小笠 (1975) は，sand wave の発生の原因を，潮流が斜面を乗り越える際に生ずる乱れに求めている。

## VII 海底砂州における微地形発達の機構

備讃瀬戸西部におけるイノサキノツガイと小与島東方砂州について，ボトム・ソーナによつて微地形を調査した結果，海底砂州上には規模の大きい sand wave と，規模の小さい mega ripple とが広く発達していることが分つた。これらの微地形の分布状況と砂州地形との関連から，海底砂州およびその上の微地形の発達に関して，次のような新しい知見が得られた。

① 砂州は島陰に作られ水道を抜ける強流に沿つて細長くのびる。砂州を作つた漂砂は，島から先端部に向うもので，イノサキノツガイでも小与島東方砂州でも，最近50年間に先端部が著しくのびて，現に成長過程にあることを示している。

② 東流と西流とが，横合から入りこむ開水路などの影響を受けて，別流路をとると，イノサキノツガイのような特異な方向をもつた砂州が形成される。2カ所から流れこんだ流向の異なる潮流が合流すると，小与島東方砂州のようにそれぞれの砂州が合成してくの字形に折れ曲つた砂州を作る。

③ sand wave は砂州の先端部付近に顕著に発達する。先端部付近は潮流が砂州の上にはい上つて洗う所であり，現在漂砂が活発で成長している部分に当る。

④ sand wave の方向は，砂州を形成している潮流の方向に対して，直角に配列する。そして sand wave の配列方向は，長い間に砂州の形態を規定する。たとえばイノサキノツガイの sand wave の緩やかな彎曲やその方向の変化は，砂州の彎曲した地形を作るのに影響したし，小与島東方砂州の2方向の sand wave の交叉による折れ曲つた形の sand wave は，逆くの字形の砂州を形成するのに貢献したであろう。

⑤ sand wave には通常斑点不連続型の mega ripple が伴う。この型の ripple は，潮流が張り出した斜面を越える所に現れ，著しい乱れの発生に原因すると思われる。したがつて sand wave は潮流が斜面を越える時に生ずる乱れに帰因して生ずるものと思われる。

⑥ sand wave は直線連続型，屈曲型，バルハン型の3種に分類される。直線連続型（イノサキノツガイ）は，潮流がほぼ一方向からくるために生ずるものであり，屈曲型(小与島東方砂州)は，2方向以上の潮流によりそれぞれ作られた sand wave が，合成（交叉）されたものである。バルハン型は乱れが大きく，多方向の流れによつて形成されたものと推定される。

⑦ 直線連続型(縞状)の mega ripple は，通常，sand wave と分布領域を異にする。この型の ripple は，流れが凹地に沿う所や彎入部に入りこむ所に現れ，比較的乱れの少ない斉一な流れによつて形成される。このような流れが入りこむ所では，mega ripple の縞状の帯は，しばしば sand wave の峯を切つてその中に侵入することがある。

⑧ sand wave と mega ripple（直線連続型）の領域は，底質の粒径にとくに著しく支配される。粗砂・中砂の所には sand wave(斑点不連続型の mega ripple を伴う)が発達するが，細礫の所では直線連続型の mega ripple が形成され，礫の所では異常パターンが形成される。

⑨ 海底砂州では先端部に向う漂砂が行われており，これにより上流側では細粒部分が洗われて粗粒となるため，礫質の所に直線連続型の mega ripple が形成されるが，これに接する先端部では細粒部分が集積して，そこに大規模な sand wave が形成される。両者の境では現にふるい分け作用が行われているため，大規模な sand wave と小規模な mega ripple が共存する。

## VIII あとがき

ボトム・ソーナによつて，備讃瀬戸西部にあるイノサキノツガイと小与島東方砂州の微地形分布を明らかにし，その事実に基づいて海底砂州と微地形の発達に関する若干の新知見を得ることができた。海底砂州にも異なつた性格をもつものもある筈であるから，このような調査を更に他の海底砂州に及ぼすことに

よつて，一層潮流による海底地形の発達機構の解明に近づくことができるであろう。

本稿を昭和51年３月をもつて停年退官される，東北大学能登志雄教授に献呈します。この調査に参加された三洋水路測量 K.K. の西岡博司氏外の班員に感謝する。

## 文　献

BELDERSON, R. H., KENYON, N. H., STRIDE, A. H. AND A. R. STUBBS (1972) : Songraphs of the seafloor, Elsevier Publ. Co. 180p.

中条純輔(1967)：ボトム・ソーナーの超音波の散乱と記録について. 地質調月報 **18**, 5, 14-32.

中条純輔(1968)：海底の探査と電子技術. 電子通信学会誌 **51**, 5, 599-605.

星野通平・岩渕義郎(1963)：備讃瀬戸の生いたちに関する２・３の問題――鍋島水道を例にして――. 地質雑 **69**, 810, 147-156.

本座栄一・奈須紀幸(1968)：備讃瀬戸における sand wave の移動形態. 海洋地質 **4**, 1, 16-26.

本座栄一・加賀美英雄・奈須紀幸(1970)：備讃瀬戸の海底地質. 海洋地質 **6**, 1, 12-33.

海上保安庁水路部：備讃瀬戸西部潮流図.

KING, C. A. M. (1959) : Beaches and Coasts. Edward Arnold, 403p.

桑代　勲(1959)：瀬戸内海の海底地形. 地理評, **32**, 1, 24-34.

茂木昭夫(1973)：sand wave の２・３の特性. 東北地理 **25**, 3, 165.

茂木昭夫・加藤俊雄(1962)：備讃瀬戸東部の sand wave について. 海洋地質 **1**, 1, 2-12.

小笹博昭(1975)：サンド・ウェーブの発生環境条件に関する解析調査. (印刷中)

杉浦邦朗(1973)：サンド・ウェーブ(砂浪)地形について. 海洋科学 **5**, 12, 42-46.

陽　清(1965)：関門海峡の sand wave について. 水路要報 **79**, 7-16.

(1975年２月４日受理)

地学雑誌 84, 3 (1975)

# 「東南アジア古生物の研究」についての記録
## (その 2)

東南アジア古生物研究会

**Record of a Palaeontological Research in Southeast Asia, Part II**

Association for Palaeontological Research in Southeast Asia

## はじめに

1962年（昭和37年）に東南アジア古生物の研究が始まつてからすでに12年余りが経過し，その間に9回の現地調査が行なわれた。1962～70年までの8年間のこの研究についての記録は本誌第80巻第1号（781号，昭和46年2月，以下“その1”と略記）にまとめてあり，本稿はその続稿である。各項についての記述は重複をさけるため“その1”以後のものをあげてあるが，全体を概観する必要のある表などについては全部をまとめてある。（本稿は鳥山隆三，橋本　亘の原稿に小林貞一が加筆訂正したもので，文責は前記両名にある。）

## I 研究題目および調査隊員（○印，研究代表者）

**第7次**：昭和46年度（1971～72年）；“後ダナウ造山とフィリッピン弧ならびに北西ボルネオ地向斜の発生”

○橋本　亘（東教大），岩井淳一（東北大），小高民夫（東北大），野田浩二（東北大），菅野三郎（東教大），猪郷久義（東教大），青木直昭（東教大），小池敏夫（東教大），佐藤　正（東大），吉田鎮男（東大），徳山　明（静岡大），氏家　宏（東京科博），首藤次男（九大），柳田寿一（九大），石橋　毅（九大）。以上15名

**第8次**：昭和47年度（1972年）；“カリマンタン南東部，リアム　カナン　ダム貯水地域の地質調査”〔ダム建設により水没する白亜系の緊急調査〕

○橋本　亘（東教大），小池敏夫（東教大）。以上2名

**第9次**：昭和49年度（1974～75年）；“東南アジア地質古生物の研究（総括）”

○橋本　亘（東教大），鳥山隆三（福岡大），首藤次男（九大），柳田寿一（九大），石橋　毅（九大），田村　実（熊大），浜田隆士（東大），青木直昭（東教大），小池敏夫（東教大），菅野三郎（東教大），猪郷久義（筑波大），北村　信（東北大）。以上12名。

番外A：昭和43年度（1968年）；“台湾南部後期新生界の研究”

○橋本　亘，平　一弘，栗原謙二，牧野泰彦，今井豊二（以上，東教大，5名）

番外B：昭和47年度（1972年）；“台湾中央山脈の地質研究”〔中華民国経済部聯合砿業研究所の計画への第1次協力〕

○橋本　亘，菅野三郎，青木直昭（以上，東教大，3名）

番外C：昭和48年度（1973年）；同上第2次

○橋本　亘，渡部景隆，菅野三郎，青木直昭（以上，東教大，4名）。

## II 目的国および調査費

昭和37～50年間に実施された第1～9次の現地調査および本プロジェクトの重要メンバーである橋本亘

第 1 表

| | 年度 | 対象地域 | 調査人員 | 調査費 主体 | | 寄付[1] | 研究代表者 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| I | 1962-63 (昭和37年度) | タイ | 5 | アジア財団 | 162万 | 79万 | 小林貞一 |
| II | 1963-64 (昭和38年度) | タイ<br>西マレーシア | 8 | コロンボ計画[2] | 約350万 | — | 同上 |
| III | 1964-65 (昭和37年度) | フィリッピン<br>タイ | 10 | 文部省海外学術調査費 | 400万 | 121万 | 鳥山隆三 |
| IV | 1965-66 (昭和40年度) | フィリッピン<br>タイ，西マレーシア | 13 | 同上 | 520万 | 106万 | 同上 |
| V | 1966-67 (昭和41年度) | フィリッピン<br>台湾 | 8 | 同上 | 400万 | 40万 | 浅野清 |
| VI | 1968-69 (昭和43年度) | 西マレーシア<br>東マレーシア(北ボルネオ) | 13 | 同上 | 850万 | 40万 | 鳥山隆三 |
| A | 1968 (昭和43年) | 台湾 | 5 | 個人負担 | — | — | 橋本亘 |
| VII | 1971-72 (昭和46年度) | 西マレーシア・東マレーシア<br>インドネシア・フィリッピン・〔台湾〕 | 13 | 文部省海外学術調査費 | 1000万 | — | 同上 |
| VIII | 1972 (昭和47年度) | インドネシア (カリマンタン スマトラ) | 2 | 若渓会その他の奨学寄付金 | | 150万 | 同上 |
| B | 1972 (昭和47年) | 台湾 | 3 | 連合砿業研究所 | | 約100万 | 同上 |
| C | 1973 (昭和48年) | 台湾 | 4 | 同上[3] | | 約130万 | 同上 |
| XI | 1974-75 (昭和49年度) | フィリッピン・東マレーシア(サラワク)・西マレーシア・〔台湾〕 | 12 | 文部省海外学術調査費 | 500万 | 300万 | 同上 |

1) 第3次～第5次の文部省海外学術調査費では調査費総額の10～20%を寄付金で賄うことが義務づけられていた。また，現金以外に若干の現物寄付もある．
2) コロンボ計画 (OTCA) では相手国もほぼ同額の経費を負担している．
3) 台湾調査費は聯合砿業研究所と調査参加者の個人負担，航空運賃は参加者の個人負担．

会員を中心とする東京教育大学チームによる現地調査（番外 A, B, C とした）の対象地域と調査費の出所を第1表に示してある。

### III 協力機関

第7次以降はインドネシアも対象地域になり，また〝その1〟にあげた協力機関にも若干の変化があるので次に掲げる。

1. タイ

   Department of Mineral Resources; Rama VI Road, Bangkok-4
   Director-General: Saman BURAVAS
   Geological Survey Division: Director, Kaset PITAKPAIVAN

2. マレーシア

   Jabatan Penyiastan Kajibumi, Malaysia (Geological Survey of Malaysia)
   Federal Headquarter; Jalan Gurney, Kuala Lumpur
   Diector-General; CHUNG Sooi Keong
   Ipoh Branch: P.O. Box 1015, Scrivenor Road, Ipoh, Perak

Assistant Director: Jaafar bin AHMAD

Principal Geologist: YIN Ee Heng

Geological Survey, Borneo Region: Kuching, Sarawak, East Malaysia

Pricipal Geologist: KHO Chin Heng

Geological Survey, Kota Kinabalu, Sabah　　Geologist: David LEE Thien Choi

3. フィリッピン

Philippine Bureau of Mines: Pedro Gil Street, Manila

ex-Director: Fernando S. BUSUEGO, Jr.

Director: Junanito C. FERNANDEZ

Petroleum Division; Acting Chief, Felipe U. FRANCISCO

Geological Survery Division: Acting Chief, Oscar CRISPIN

Cebu Branch: Eleuterio A. GAMUS

4. 中華民国（台湾）

工業技術研究院砿業研究所（聯合砿業研究所の後身）：台湾省105，台北市敦化南路1号

所長：馮大宗（T. T. FENG）

地質研究室主任：鍾振東

国立台湾大学理学部地質学系

林朝棨教授〔馬廷英博士は現在，文化学院教授〕

台湾省地質調査所：台湾省400，台中市南京路182号

所長：畢慶昌（BIQ Ching Chang）

地質系〔張麗旭（Li-Sho CHANG）博士は栄退，顔滄波（T. P. YEN）博士は現在，中歴の国立中央大学理学系地球物理研究所教授〕

中国石油股份有限公司：

総地質師：孟昭彝（Chao Yi. MENG）

同台湾油砿探勘処：台湾省360，苗栗県苗栗鎮中正路90号

処長：呉徳楣（WU Te Mei）

地質組長：邱華燈（H. T. CHIU）〔前任者，張錫齢（Stanley S. L. CHANG）〕

5. インドネシア

Directorat Geologi (Geological Survey of Indonesia): Djalan Diponegoro 57, Bandung

Director: JOHANAS

## IV 調査地域の概略

1. **第7次調査**：1971～72年（第1～3図⑦印）

(1) インドネシア・マレー班

橋本・猪郷班（1971年7月12日～8月27日）

西カリマンタン；Kapuas 川，中・上流地域（1971年7月24日～8月5日）〔SOEWARNO 参加〕

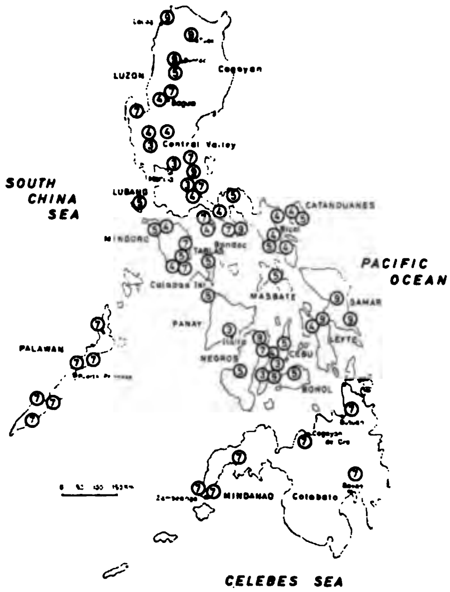
Sambs 川，中流地域（8月7日～9日）〔SOEWARNO 参加〕

東南カリマンタン，Barito 盆地東縁部地域（橋本のみ）（8月13日～20日）

Java 島中部の南部 Jogjakarta 周辺地域（橋本のみ）

岩井・小池班（1971年7月12日～8月27日）

西マレーシア，Jengka 三角地域（7月17日～7月26日），Kedah 州 Muda ダム付近（7月30日～8月3日），西カリマンタン北部地域（猪郷参加）（8月14日～8月21日〔SOERADI 参加〕




第1図　フィリッピンにおける調査地域
③　第3次調査（1964～1965年）
④　第4次調査（1965～1966年）
⑤　第5次調査（1966～1967年）
⑦　第7次調査（1971～1972年）
⑨　第9次調査（1974年）

柳田・石橋班（1971年7月12日～8月18日）

インドネシア，Bintan島（シンガポール沖）（1971年7月15日～7月17日）；東マレーシア，サラワク西部，Terbat, Bau, Sematan 各地域（7月23日～8月13日）

（2）東マレーシア班(1971年8月3日～9月7日)

徳山・吉田班

サバ州 Sandakan, Lahad Datu 地域（8月8日～8月16日），Semporna-Tawau 地域（8月18日～8月22日），Ranau 地域（8月30日～8月31日）

（3）フィリッピン班

小高・野田班（1971年11月12日～12月23日）

Luzon 島 Baler 地域（11月18日～12月1日）〔MIRANDA 参加〕，Luzon 島南部地域（11月28日～12月1日）〔DE LA FENTE, MIRANDA 参加〕，Cebu 島中部地域（12月3日～12月8日）〔BALCE, HONTERO 参加〕，Mindanao 島 Zamboanga 地域（12月10日～12月14日）〔MIRANDA 参加〕，Luzon 島 Baguio 地域（12月19日）

橋本・佐藤班（1972年1月9日～2月15日）

Luzon 島中部東海岸 Atimonan 地域（1月12日～1月13日）〔FERNANDEZ 参加〕，Palawan 島各地域（1月17日～2月5日）〔ESPIRITU, MARTIN 参加〕，Mindanao 島 Zamboanga 地域（2月9日～2月10日）〔RAMOS 参加〕，Cebu 島中央部地域（2月12日）〔DE LA FENTE 参加〕

菅野・青木班（1972年1月9日～2月16日）

Mindoro 島東南部 Sumagui-Bongabong 付近・Mansalay, Bugton 岬地域（1月17日～1月24日）〔MIRANDA, MANTALING 参加〕，Marinduque 島北部地域（1月28日～2月1日）〔MANTALING 参加〕，Luzon 島 Bondoc 半島・Albay 盆地地域（2月4日～2月12日）〔MIRANDA 参加〕

首藤・氏家班（1972年1月18日～2月22日）

Mindanao 島 Surigao, Butuan, Cagayan de Oro, Davao 地域（1月23日～2月7日）〔PACIS 参加〕，Luzon 島 Montalban, Teresa の各地域（2月7日～2月18日）

（4）台湾班

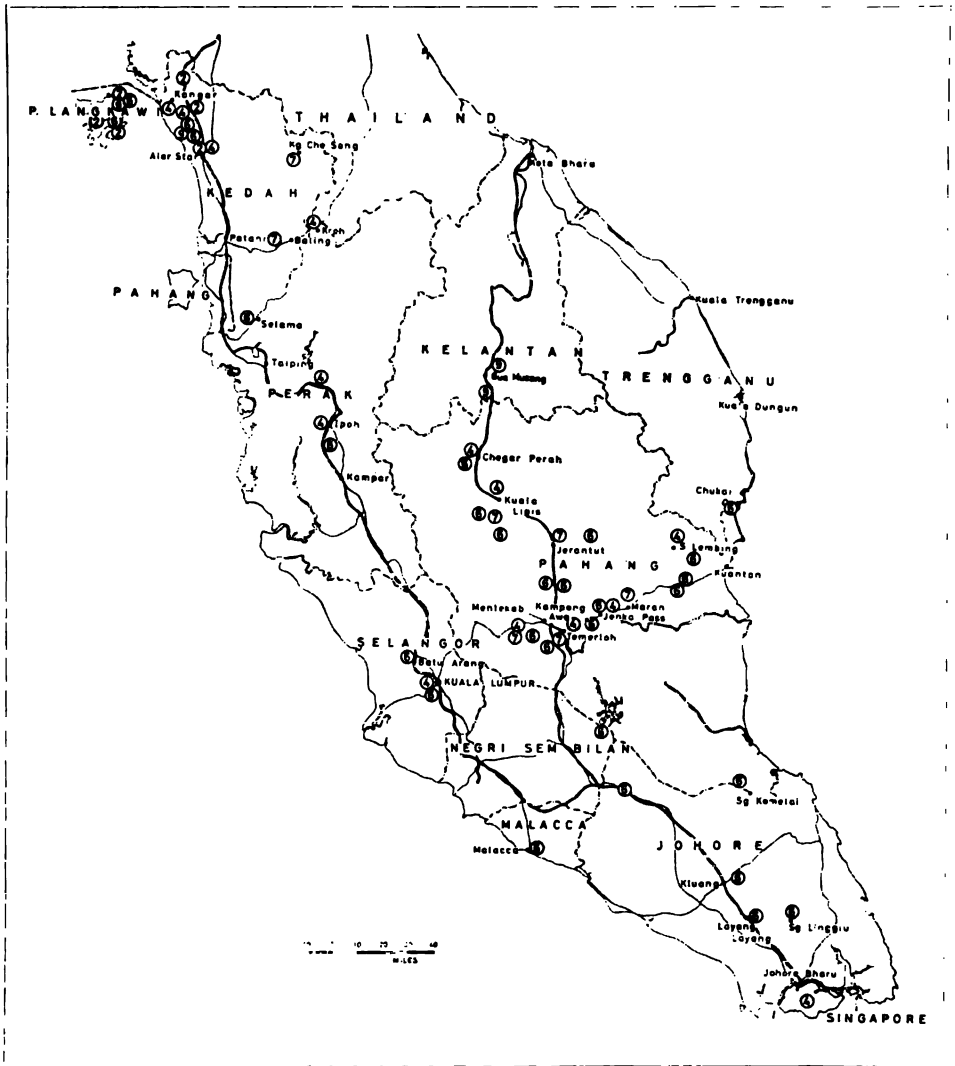
菅野・青木班（1972年2月16日～2月26日）

中部および北部台湾（2月18日～2月24日）〔一部鍾振東参加〕

2．**第8次調査**：1972年（第3，4図⑧印）

橋本・小池班（1972年6月～7月）

インドネシア，カリマンタン南東部 Martapura 東方，Riam Kanan, Riam Kiwa 両河川の中流地域（6月15日～7月7日），Sumatra 島北部 Rantau 油田およびその後背地域（7月10日～7月14日）




第２図　西マレーシアにおける調査地域

② 第２次調査 (1963～1964年)　　④ 第４次調査 (1965～1966年)

⑥ 第６次調査 (1968～1969年)　　⑦ 第７次調査 (1971～1972年)

⑨ 第９次調査 (1974～1975年)

**3. 第９次調査**：1974～75年（第１～３図⑨印）

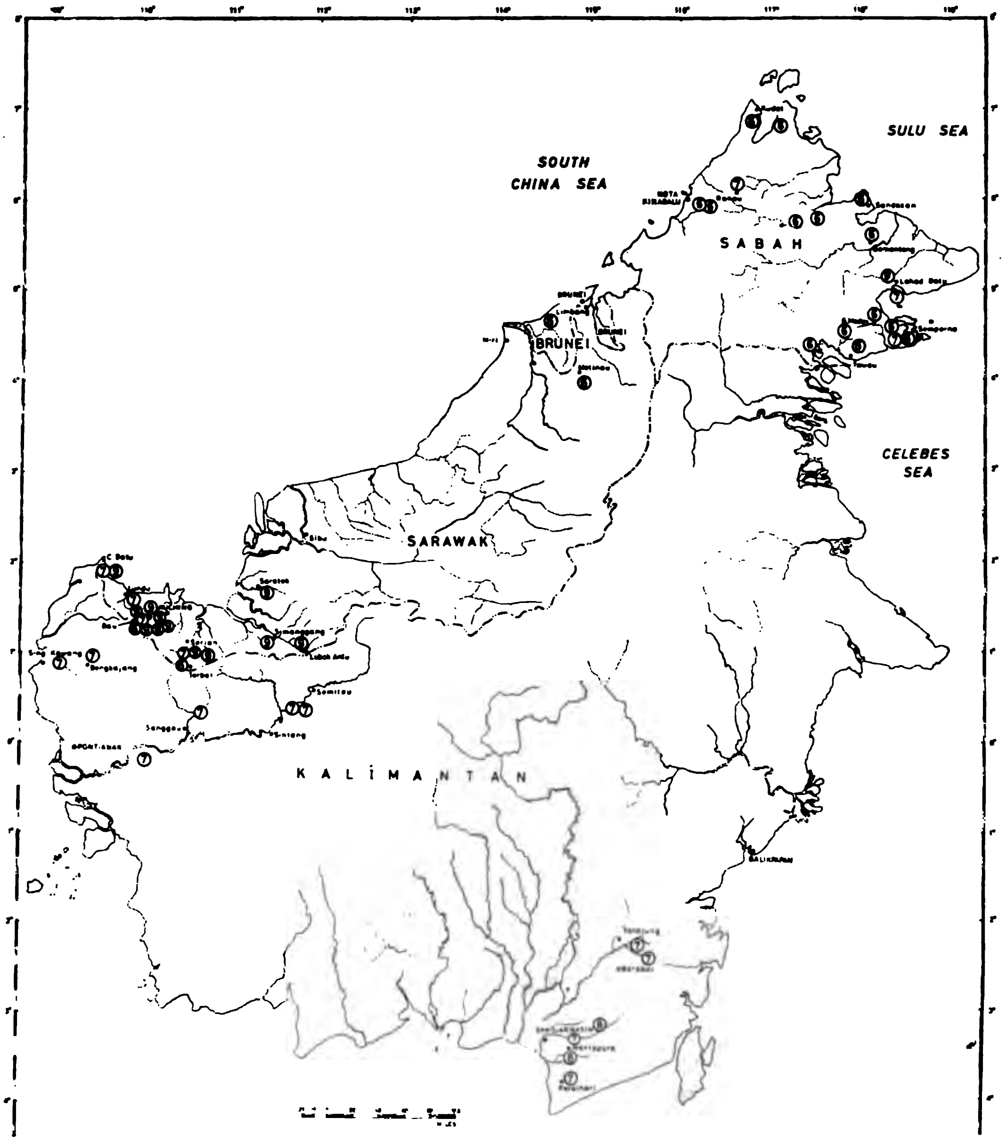
(1) フィリッピン班

菅野・青木班

Luzon 島 Bondoc 半島（1974年４月７日～４月22日）〔ESPIRITU 参加〕

首藤・青木班

Luzon 島中央コルディレラ北部 Bayombong・Bontoc・Tuao・Aparri・Laoag・San Fernando 各地付近（４月25日～５月５日〔MIRANDA 参加〕, Negros 島西 Negros 州 San Carlos 地域

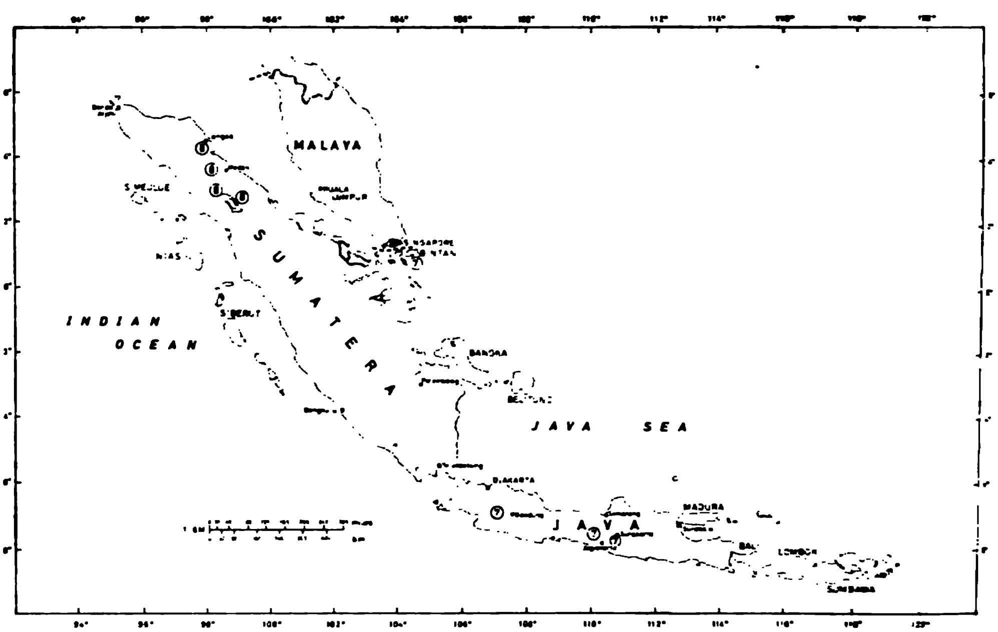



第3図　東マレーシアおよびカリマンタンにおける調査地域
⑥　第6次調査（1968年）　⑦　第7次調査（1971年）
⑧　第8次調査（1972年）　⑨　第9次調査（1974年）

（5月7日～5月13日）〔MIRANDA 参加〕

橋本・北村班

Cebu 島中部地域(1974年4月25日～4月28日)〔BALCE, ALIATE 参加〕, Leyte 島北部・Samar 島南部地域（4月29日～5月10日）〔BALCE, ALIATE 参加〕, Luzon 島 Tanai 東方地域（5月11日～5月13日）〔BALCE 参加〕




第4図　スマトラおよびジャワにおける調査地域
⑦　第7次調査（1971年）　　⑧　第8次調査（1972年）

（2）東マレーシア班

橋本・柳田班

サラワク州西部 Lupar 渓谷地域；Simanggang・Engkilili・Bukit Suai・Lubok Antu・Batan Ai・Semuyong・Saratok 各地域（1974年10月7日～10月17日）：サラワク州西部中央地域；Bau・Senggi・Serian-Tebedu・Sungei Tengah 各地域（10月18日～10月24日）

田村・石橋班

サラワク州西部中央地域；Bt. Serabu・Kpg・Pelaman・Kpg. Begu・Tebakan-Link Rd・Terbat・Serian-Simonggan・Padawan. Kpg. Baru, Kpg. Benuk・Sg. Matan 各地域（1974年10月7日～10月24日）

全員

サラワク州西部；Sematan 地域（10月25日～10月27日）

（3）西マレーシア班

鳥山（1975年1月27日～2月20日）

西マレーシア班調査許可催促とそのための入国査証交付交渉のため日を費し，調査は数日 Ipoh 周辺で行われた。

猪郷・浜田・小池班：Langkawi 島，Alorstar 付近，Gua Musang 付近，（1975年2月12日～3月14日）浜田は Langkawi 島調査のみ（1975年2月13日～2月26日）

（4）台湾班

菅野：台湾北部（1974年4月25日～5月4日）〔鍾振東（C. T. CHUNG）参加〕

橋本・青木班

中央山脈北部・中部台湾西部（5月17日～6月1日）〔周瑞敦（J. T. CHOUS）・黄集宗（C. T.

HUANG)・鍾振東 (C. T. CHUNG 一部) 参加〕

青木：台湾南部 (1974年6月2日～6月28日)〔陳志賢 (S. C. CHENG) 参加〕

橋本：中部台湾西部 (1974年6月2日～6月12日)〔周瑞敦 (J. T. CHOU)・黄集宗 (C. T. HUANG)・宗国城 (K. C. TSUNG) 参加〕

## V 成果の発表

### 1. 講演および討論会

このプロジェクトによる9回の現地調査で採集した資料は尨大な量に達しており，系統分類別にあるいは主題別に各分担者が研究を行なつている。それらの結果は機会あるごとに日本古生物学会年会・例会その他で公表されている。(たとえば日本古生物学会報告・記事，Nos. 81, 85, 87, 88, 89, 91, 92, 93, 95 の Proceedings 参照)。これらとは別に本研究会として各地質時代別，あるいは特定の主題別に対象地域全体を通じて研究成果を総括する必要があり，昭和44年よりその準備段階として討論会が計画され，下記の分担者によつて作業が進められた (○印は世話人)。

Cambrian-Ordovician： ○小林貞一，浜田隆士，猪郷久義

Silurian-Devonian： ○浜田隆士，小林貞一，猪郷久義，小池敏夫

Carboniferous-Permian： ○鳥山隆三，勘米良亀齢，坂上澄夫，柳田寿一，浜田隆士，猪郷久義，小池敏夫，小沢智生，小林貞一

Mesozoic： ○田村 実，小林貞一，佐藤 正，速水 格，岩井淳一，橋本 亘

Tertiary {Paleogene： ○浅野, Neogene： ○橋本} 首藤次男，氏家 宏，高柳洋吉，小高民夫，金谷太郎，菅野三郎，石島渉，岩崎泰頴

Geology proper, including tectonics, sedimentology, etc.： ○木村敏雄，橋本 亘，岩井淳一，小西健二，徳山 明，北村 信，小原浄之助

Non-marine deposits and fossils： ○岩井淳一，遠藤誠道，今野円蔵，浅間一男，藤山家徳

以上の構成で準備を進め，段階的にまとめてゆくために次のような討論会を開いた。

(1) 1970年1月22日 10.00～17.00 於東大資料館

各時代別の世話人および構成員から分布図，化石リスト対比表などが示され，問題点が指摘された。

(2) 1971年1月25日 14.00～17.00 於東大資料館

旧古生界：小林・浜田・猪郷

石炭系，二畳系：鳥山・柳田

東南アジア地域の二畳紀コケ虫について：坂上

東南アジア非海成中生界の層序について：岩井・佐藤・浅間

東南アジアの第三系：橋本・氏家・小高・菅野

(3) 1972年6月5日 於宇都宮大学教養部

The Early and Middle Palaeozoic History of the Burmese-Malayan Geosyncline： 小林

タイ・マレーの中生界 (海成層・非海成層) の対比：田村・岩井

(4) 1974年1月13日 於九大理学部地質学教室

Biostratigraphy of Cambrian, Ordovician, Silurian, and Devonian Systems of Thailand, Malaysia and adjacent areas： 小林・猪郷・浜田・小池

Biostratigraphy of Carboniferous and Permian Systems of Thailand, Malaysia and their adjacent areas： 鳥山・勘米良・坂上・猪郷・浜田・小池

東南アジアの白亜系：橋本

台湾の Cenozoic Mollusca： 菅野

東南アジアの新第三系の生層序・対比：首藤

2. 刊行物

このプロジェクトによる研究成果は原則として東京大学出版会から刊行される **"Geology and Palaeontology of Southeast Asia"** (以下，GPSEA と略記) に発表される。現在 (1975年3月末) までに GPSEA は15巻が刊行されたが，"その1" で述べたように，15巻のなかにはこのプロジェクトが始まる以前にすでに公表されていた論文の別刷と原著1～2篇を加えて合本したもの (Volumes 1, 2)，刊行費に限度があるため他の印刷物に発表された論文の別刷と原著若干を加えて1巻としたもの (Volumes 6, 11) も含まれている。上記以外の GPSEA 各巻はすべて文部省成果刊行費の 援助により 出版されている (ただし Volume 15は橋本 亘教授退官記念会の援助による)。現在 Volume 16は編集を終っている。なお各巻とも本研究会からⅢにあげた対象地域各国の協力機関その他に寄贈されている。

**A. Geology and Palaeontology of Southeast Asia**

**Volume 9**, 1971年9月10日発行

90. The Late Permian Linggiu Flora from the Gunong Blumut Area, Johore, Malaysia, by E. KON'NO, K. ASAMA and S. S. RAJAH
91. Silurian Trilobites from the Langkawi Islands, West Malysia, with Notes on the Dalmanitidae and Raphiophoridae, by T. KOBAYASHI and T. HAMADA
92. On the Palaeozoic Bryozoa collected by Dr.C. K. BURTON from Chumphon, Peninsular Thailand,by S. SAKAGAMI
93. Reconnaissance of Mesozoic Stratigraphy in Central Pahang, Malaysia, by J. IWAI
94. $^{14}$C Age calculated for Raised Coral Reef Limestone near Semporna, Sabah, North Borneo, Malaysia, by K. TAIRA and W. HASHIMOTO

**Volume 10**, 1972年2月15日発行

95. A unique Trilobite Assemblage of the Devonian Kroh Fauna in West Malaysia, with Notes on the Tentaculites Facies and the Older Palaeozoic Faunal Sequence in Thailand-Malaya, by T. KOBAYASHI and T. HAMADA
96. Carboniferous Bryozoa from Bukit Charas, near Kuantan, Pahang, Malaya, by S. SAKAGAMI
97. Fusulinacean Fossils from Thailand. Part VI. Fusulinacean Fossils from North Thailand, by H. IGO
98. *Psaronius* from Linggiu, Johore, Malaya, by Y. OGURA
99. Some Late Triassic Plants from the Southwestern Border of Sarawak. East Malaysia, by E. KON'NO
100. Lower Jurassic Bivalvia from the Environs of Saigon, by I. HAYAMI
101. Ammonites du Toarcien au Nord de Saigon (Sud Viet-Nam), par T. SATO
102. Reconnaissance of Mesozoic Stratigraphy in Central Pahang, Malaysia. Part 2. Between Mentakab and Jerantut, and from Temerloh to the Jengka Pass, by J. IWAI
103. Pelletal Limestone of the Phu Kadung Formation, Mesozoic Khorat Group, Thailand, by J. IWAI
104. Studies on the Younger Cenozoic Deposits in Taiwan(Formosa). Part II. The Younger Cenozoic Deposits in South and East Taiwan, by W. HASHIMOTO, K. TAIRA, K. KURIHARA, T. IMAI, and Y. MAKINO
105. Comparison of the Clay Mineral Composition of Some Younger Cenozoic Rocks

deposited in Different Tectonic Zones in Taiwan (Formosa), by W. HASHIMOTO and Y. MAKINO

**Volume 11**, 1973年1月25日発行

106. Neogene Bivalves from Panay Island, the Philippines, by T. SHUTO (MKU)
107. Lower Carboniferous Brachiopods from Sungei Lembing District, NW of Kuantan, Malaysia, by J. YANAGIDA, with a Brief Note on the Bryozoans in Association with Brachiopods, by S. SAKAGAMI (MKU)
108. The Early and Middle Palaeozoic History of the Burmese-Malayan Geosyncline, by T. KOBAYASHI
109. Lower Carboniferous Kuantan Flora, Pahang, West Malaysia, by K. ASAMA
110. Two Species of Lower Cretaceous *Parvamussium* from Kyushu, Japan and Sarawak, Borneo, by M. TAMURA
111. Larger Foraminifera from the Philippines. Part II. List of Larger Foraminifera from the Buruanga Peninsula, Panay Island, by W. HASHIMOTO
112. *Nephrolepidina parva* OPPENOORTH from the Dahor Area, Tandjung, Kalimantan Selatan, Indonesia, by W. HASHIMOTO and K. MATSUMARU
113. Relations between the Minor Structures of the Tananao Schist and the Slate Formation in the Central Range of Taiwan, by T. KIMURA

**Volume 12**, 1973年3月1日発行

114. Cyrtosymbolids (Trilobita) from the Langgon Red Beds in Northwest Malaya, Malaysia, by T. KOBAYASHI and H. HAMADA
115. Lower Carboniferous Conodonts from Ko Yo, Sonkla, Peninsular Thailand, by H. IGO
116. Fusulinacean Fossils from Thailand, Part VI. Middle Permian Fusulines from Wat Kirinakratanaram, Central Thailand, by R. TORIYAMA and K. PITAKPAIVAN
117. Some Permian Bryozoa from Pahang, Malaya, by S. SAKAGAMI
118. Permian Bryozoa from Khao Raen, near Rat Buri, Thailand, by S. SAKAGAMI
119. Triassic Conodonts from Kedah and Pahang, Malaysia, by T. KOIKE
120. Pectinids from Malayan Triassic, by M. TAMURA
121. Some Triassic Bivalves from Malaya, by M. TAMURA
122. Mesozoic Plants from Khorat, Thailand, by E. KON'NO and K. ASAMA
123. Dolomitic Limestone of the Phu Kadung Formation, Mesozoic Khorat Group, Thailand, by J. IWAI
124. An Unconformity discovered on the Tandjung Anticline in the Eastern Rim of the Barito Basin, Kalimantan Selatan (South Borneo), Indonesia, by W. HASHIMOTO
125. *Amussiopecten* and its Associate Fauna from Northern Taiwan, by S. KANNO and L. S. CHANG
126. *Sarawakia ellipsactionoides*, gen. et sp. nov., an *Ellipsactinia*-like Fossil from the Bau Limestone Formation, Sarawak, Malaysia, by W. HASHIMOTO

**Volume 13**, 1973年11月30日発行

127. Upper Silurian and Lower Devonian Conodonts from the Langkawi Islands, Malaysia with Note on Conododt Fauna of the Thung Song Limestone, Southern Thailand

and the Setul Limestone, Perlis, Malaysia. by H. IGO and T. KOIKE

128. "*Cladochonus*" (Tabulate Coral) from the Red of Malaya. by T. HAMADA

129. Some Younger Mesozoic Plants from the Lom Sak Formation, Thailand, by K. ASAMA

130. On the Classification of the Fossil Conchostraca and the Discovery of Estheriids in the Cretaceous of Borneo, by T. KOBAYASHI

131. A Study on Some Reticulate *Nummulites* from Kalimantan Selatan, Indonesia, by W. HASHIMOTO, K. KURIHARA and F. MASUDA

132. Molluscan Fauna from the So-called Paleogene Formations in Northern Taiwan, cy S. KANNO and C. T. CHUNG

133. Pliocene-Upper Miocene Planktonic Foraminiferal Faunas from Northern Mindanao, Philippines, by H. UJIIÉ and T. SAMATA

134. Geological Structure of Northern Palawan, and its Bearing on the Geological History of the Philippines, by W. HASHIMOTO and T. SATO

135. A Geological Reconnaissance of the Reservoir Area of the Riam Kanan Dam, East of Martapura, Kalimantan Selatan, Indonesia, by W. HASHIMOTO and T. KOIKE

**Volume 14,** 1974年12月25日発行

136. Lower Permin Conodonts from Northern Thailand, by H. IGO

137. Middle Carboniferous Brachipods from Loei, North Thailand, by J. YANAGIDA

138. Biostratigraphic Zonation of the Rat Buri Limestone in the Khao Phrab area, Sara Buri, Central Thailand, by R. TORIYAMA, K. KANMERA, S. KAEWBAIDHOAM, and A. HONGNUSONTHI

139. Fusulinacean Fossils from Thailand, Part VII. Permian Fusulinaceans from the Pha Duk Chik Limestone and in the Limestone Conglomerate in its Environs, North Thailand, by S. SAKAGAMI and J. IWAI

140. *Weltrichia* (male *Williamsonia*) from Ulu Endau, West Malaysia, by K. ASAMA

141. *Orbitolina* from the Seberuang Cretaceous, Kalimantan Barat (West Kalimantan), Indonesia, by W. HASHIMOTO and K. MATSUMURA

142. Larger Foraminifera from East Mindanao, the Philippines, by K. MATSUMURA

143. Radiocarbon Dating Records of Some Calcareous Fossils from the Younger Cenosoic Deposits of Taiwan and Problems brought about by W. HASHIMOTO and K. TAIRA

144. Notes on Indonesian Tertiary and Quaternary Gastropods Mainly describedby the Late Professor K. MARTIN. I. Turritellidae and Mathildidae, by T. SHUTO

145. On the Fossil Diatomsfrom Amphoe Mae Chaem, Changwat Lampang, Thailand, by J. AKUTSU

146. A Trace Fossil from the Fortunato Turbidite, West of Zambales Base Metals Inc. Camp, Ayala District, Zamboanga City, Philippines, by H. NODA and F. E. MIRANDA

147. Kinabalu Fault, a Large Strike-Slip Fault in Sabah, East Malaysia, by A. TOKUYAMA and S. YOSHIDA

**Volume 15,** 1975年3月25日発行

148. Older and Middle Palaeozoic Formations and Fossils of Thailand and Malaysia, by T. HAMADA, H. IGO, T. KOBAYASHI and T. KOIKE

第２表 Geology and Palaeontology of Southeast Asia, vols. 1-15(1964-1974)に掲載された論文の専門分野および時代別分布

| 165 | | 計 | 20 | | 3 | 14 | 11 | 24 | 6 | 10 | 9 | | 1 | 16 | | 8 | 11 | | 11 | 14 | 4 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 計 | | 時代＼分野 | 原生 | | 腔腸 | 蘚虫 | 腕足 | 斧・腹足 | 頭足 | 節足 | 錐歯・筆石 | | 脊椎 | 植物(大形) | | 藻類 | 生層序・地史 | | 地域地質 | 堆積・構造 | 年代 |
| 6 | | Q-R | | | | | | | 2 | | | | | | | | | | | | 4 |
| 6 | | T-Q | | | | | | 1 | | | | | | | | 2 | | | 2 | 1 | |
| 26 | | T | 7 | | 1 | | | 6 | | [1] | | | 1 | 2 | | 2 | | | 2 | 5 | |
| 1 | | K-T | | | | | | | | | | | | | | | | | 1 | | |
| 9 | | K | 1 | | | | | 3 | | 1 | | | | 2 | | 1 | 1 | | | | |
| 3 | | J-K | | | | | | | | | | | | 2 | | | | | | 1 | |
| 12 | 5 | J | | | 1 | | | 5 | 3 | | | | [1] | | | | 1 | | 5 | 2 | |
| 1 | | Ʀ-J | | | | | | | | | | | | 1 | | | | | | | |
| 15 | | Ʀ | | | | | | 9 | 1 | | 2 | | | 1 | | 1 | 1 | | | | |
| 34 | 3 | P | 11 | 1 | [1] | 10 | 3 | | | | 1 | | | 6 | 1 | 2 | 1 | 1 | | | |
| 11 | | C | | | 1 | 4 | 3 | | | | 2 | | | 1 | | | | | | | |
| 3 | | D-C | | | | | 1 | | | 2 | | | | | | | | | | | |
| 5 | 1 | D | | | | | 3 | | | 2 | | 1 | | | | | | | | | |
| 3 | | S | | | | | | | | 2 | 1 | | | | | | 2 | | | | |
| 4 | 4 | O | | | | | 1 | | | 3 | | 2 | | | | | | | | | |
| | | Є | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 13 | | Misc. | | | | | | | | | | | | | | | 4 | | 1 | 8 | |

Misc. には広汎な地質時代にまたがるもの，Reference work を含む
〔 〕内は一つの論文の一部分に発表されたもの，したがって合計数には入っていない。

149. The Carboniferous and Permian Systems in Thailand and Malaysia, by R. TORIYAMA, T. HAMADA, H. IGO, R. INGAVAT, K. KANMERA, T. KOBAYASHI, T. KOIKE, T. OZAWA, K. PITAKPAIVAN, S. PIYASIN, S. SAKAGVMI, J. YANAGIDA and YIN Ee-Heng

150. Summary of the Carboniferous and Permian Plants from Thailand, Malaysia and Adjacent Areas, by K. ASAMA, A. HONGNUSONTHI, J. IWAI, E. KON'NO, S. R. RAJAH and M. VEERABURUS

151. The Triassic System of Malaysia, Thailand and Some Adjacent Areas, by M. TAMURA, W. HASHIMOTO, H. IGO, T. ISHIBASHI, J. IWAI, T. KOBAYASHI, T. KOIKE, K. PITAKPAIVAN, T. SATO and YIN Ee-Heng

第3表 Geology and Palaeontology of Southeast Asia, Volumes 1～15 (1964～1975) に掲載論文の地域別の論文数 ( ) 内は当該地域(国)の日本人以外の著者または共著者数

| 巻 | 地域 / 発行年 | タイ | タイー西マレーシア | 西マレーシア (含シンガポール) | 東マレーシア | インドネシア | ヴェトナム | フィリッピン | 台湾 | 広域 (含その他) | 計 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | | | | | 論文数 | 著者数 |
| 1 | 1964 | 11(1) | | 7(1) | | | 1 | | | | 19* | 12(2) |
| 2 | 1966 | 12(3) | | 3(3) | | | | | | | 15* | 19(6) |
| 3 | 1967 | 3 | 1(2) | 4(1) | | | | | | | 8 | 12(3) |
| 4 | 1968 | 7(2) | | 2 | | | | 4(4) | | | 13 | 22(6) |
| 5 | 1968 | 6(3) | | 5 | | | | 3 | 1 | | 15 | 22(3) |
| 6 | 1969 | 1 | | 1 | | | | 3 | | | 5* | 5 |
| 7 | 1970 | 3(1) | | 1 | | | | 2 | | | 6 | 9(1) |
| 8 | 1970 | 3 | | 3 | 1 | | | 3 | 2(1) | | 12 | 19(1) |
| 9 | 1971 | 1 | | 3(1) | 1 | | | | | | 5 | 9(1) |
| 10 | 1972 | 2 | | 4 | 1 | | 2 | | 2 | | 11 | 14 |
| 11 | 1973 | | | 2 | 1 | 1 | | 2 | 1 | 1 | 8 | 9 |
| 12 | 1973 | 5(1) | | 5 | 1 | 1 | | | 1(1) | | 13 | 14(2) |
| 13 | 1973 | 1 | 1 | 1 | | 3 | | 2 | 1(1) | | 9 | 13(1) |
| 14 | 1974 | 5(2) | | 1 | 1 | 2 | | 2(1) | 1 | | 12 | 18(3) |
| 15 | 1975 | | 5(9) | | | | | 1(2) | 4(3) | 4 | 14 | 37(14) |
| 計 | | 60(13) | 7(11) | 42(6) | 6 | 7 | 3 | 22(7) | 13(6) | 4 | 165 | 234(43) |

* Contribution number のつかない Reference work を含む

152. Marine Jurassic Formations and Faunase in Southeast Asia and New Guinea, by T. SATO
153. Non-marine Mesozoic Formations and Fossils in Thailand and Malaysia, by J. IWAI, K. ASAMA, A. HONGNUSONTHI, T. KOBAYASHI, E. KON'NO, N NAKORNSRI, M. VEERABURUS and W. YUYEN
154. Cretaceous System of Southeast Asia, by W. HASHIMOTO, E. ALIATE, N. AOKI, G. BALCE, N. KITAMURA, T. ISHIBASHI, T. MATSUMOTO, M. TAMURAand J. YANAGIDA
155. Preliminary Correlation of the Neogene Faunas in Southeast Asia, by T. SHUTO
156. Lithostratigraphy and Geologic Structure of Taswan, by T.P. YEN
157. Geologic Development of the Coastal Range, Eastern Taiwan, by T. P. YEN
158. Biostratigraphy of Taiwan, by Li-Sho CHANG
159. Tertiary Formation and Their Molluscan Faunas from the Central Range and Foothill Areas of Northern Taiwan, by S. KANNO and Chen-Tung CHUNG
160. Mineralization of the Philippines—A Review on its Historical Geology, by M. MOTEGI
161. A Review of the Oil and Gas Potential of Far East—Onshore and Offshore, by S. TONO

**B. GPSEA 以外の刊行物に公表された本プロジェクトに関係のある研究成果**

1. The Jurassic Mansalay Formation, Southwestern Mindoro (Abstract), by W. HASHI-

MOTO and T. SATO. *Philippine Geologist*, XXI, (2), p. 4-5, 1967. (Abstracts of Papers presented during the Second Geological Convention and the First Sympodium on the Geology of the Mineral Resources of the Philippines and Neighbouring Countries, Section 1, Paper No. 4)

2. Study on the Upper Paleozoic Bryozoa of Japan and the Thai-Malaya Districts (Preliminary Report), by Sumio SAKAGAMI- *Atti Soc. It. Sc.Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano*, 108, p. 295-297, 31-XII. 1st I.B.A. International Conference on Bryozoa, 1968.
3. On the Paleozoic Bryozoa of Japan and Thail-Malaya Districts, by S. SAKAGAMI. *Jour. of Paleont.* v. 44, no. 4, p. 680-692, 1970.
4. Agnostoid Trilobites in a Devonian in West Malaysia, by T. KOBAYASHI and T. HAMADA. *Proc. Japan Acad.*, v. 47, no. 4, p. 396-400, 1971.
5. Finding of Lawsonite-bearing Rock as a Pebble in Jurassic Conglomerate Bed in the Southeastern Part of Mindoro Island, Philippines, by T. SATO and Y. SEKI. *Proc. Japan Acad.*, v. 48, no. 7, p. 495-499, 1972.
6. Problems on the Tainan Formation and related Formation brought about by $^{14}C$ Dating, by W. HASHIMOTO. *Acta Geologica Taiwanica*, (15), 51-62, 2 tables, 2 text-figs., 1972.
7. Faunal Analysis of the Upper Miaoli Grou in the Tunghsiao Area, Miaoli Province, Formosa, China. Part Statistic Analysis,by T. KOTAKA. *Sci. Rep. Tohoku. Univ. Sendai*, 2nd. Ser. (Geol.) *Sp. Vol.* no 6, (HATAI Mem. Vol.) p. 81-95, 5 fig. 3 tab., 1973.
8. A Norian Conchostracan from the Basal Part of the Khorat Group in Central Thailand, by T. KOBAYASHI. *Proc. Japan. Acad.* v. 49, no. 10, p. 825-828, 1973.
9. Molluscan Fauna from the so-called Paleogene Formations in Northern Taiwan, by S. KANNO and C. T. CHUNG (鍾振東). MRSO *Report*, 130, 26 p, 2 tables, 6 text-figs, 3 pls. 〔台湾北部所謂古第三紀地層之貝殻化石，中華民国経済部連合砿業研究所報告〕.
10. The Early Stage of the Burmese-Malayan Geosyncline, by T. KOBAYASHI. *Geol. Soc. Malaysia*, *Bull.* 6, 119-129, 1973.
11. *Discocyclina* from the Tsukeng Formation, Tsukeng, Nantou, Central Taiwan and its Geological Significance, by W. HASHIMOTO and K. KURIHARA. *Geol. Surv. Taiwan*, *Bull.* 24, 34-49, 1974.
12. 西太平洋地域の大型有孔虫動物群集の変遷一特に第三紀を中心として一，松丸国照．地学雑誌，83(5)．281-301，1974.

**補 遺**

1. 中華民国台湾省で刊行された台湾の地質に関する文献の紹介（I・II)．橋本　亘．地学雑誌 73(5) 309-316, (6) 366-376, 1964.
2. タイ・マラヤの化石研究．小林貞一．化石 (8) 111-117, 1965.
3. Some Molluscan Fossils from the Buried Cretaceous of Western Taiwan, by MATSUMOTO, T., HAYAMI, I. and HASHIMOTO, W. *Petroleum Geol. Taiwan*, (4) 1-24, 1965.
4. 台湾西部の試掘井から産した白亜紀軟体動物化石 (概報)．速水　格・松本達郎・橋本　亘．化石 (11) 54-56, 1966.
5. 台湾地質見聞雑記 (1-5)．橋本　亘．地学雑誌，74(6) 295-316, 1965；75(1) 35-47, (2) 84-92, (3) 142-160, (4) 200-209, 1965.

6. タイ・マラヤから日本までの褶曲山脈の層位学的古生物学的研究．小林貞一．化石 (8) 57-60, 1966.
7. Recent Progress of Conodont Research in Asia, by IGO, H. and KOIKE, T. *Mem, Mejiro Gakuen Woman's Junior Coll.* **3**, 9-17, 1966.
8. マラヤ産新期中生代化石植物．今野円蔵．化石 (13) 17-27, 1967.
9. タイ国産二畳紀植物化石と Migration, Parallelism の問題．浅間一男．化石 (13) 28-38, 1967.
10. アジア・太平洋地域の三畳紀 Trigoniacea について．小林貞一・田村　実．化石 (14) 40-47, 1967.
11. The Cambrian of Eastern Asia and other Parts of the Continent, The Cambro-Ordovician Formations and Faunas of South Korea. Part X. Section C. by KOBAYASHI, T., *Journ. Fac, Sci., Univ. Tokyo,* Sec. 2, **16**, 381-534.
12. 東アジアのカンブリア紀古地理．小林貞一．地学雑, **76**(5) 218-228, 1967 ; **77**(2) 61-77, 1968.
13. 東アジアの石灰岩層と石灰岩塊．小林貞一．石灰石, (115) 224-227, 1968.
14. 東アジアのオルドビス紀古地理．小林貞一．地学雑, **77**(6) 1-16, 1968.
15. Geology and Mineral Resources, by SATO, T. *Technocrat, Fuji Market. Res. Co.*, Tokyo, **2**(10) 52-55 ; **2**(11) 52-57, 1969.
16. The Ordovician of Eastern Asia and other Parts of the Continent. The Cambro- Ordovician Formations and Faunas of South Korea, Part X. Stratigraphy of the Chosen Group in Korea and South Manchuria and Its Relation to the Cambro-Ordovician Formations of other Areas. By KOBAYASHI, T. *Journ. Fac. Sci., Univ. Tokyo,* sec. 2, **17**, pt. 2, 163-316, 1969.
17. On the Orogenesis of the Burmese-Malayan Geosyncline, by KOBAYASHI, T. *XXII Internat. Geol. Congr. India, 1964, Part XI, Proc. Sect. 11,* 123-131, 1970.
18. 東南アジアに発達する赤色盆地の地史学的・古生物学的研究について．鳥山隆三，学術月報，**23** (11) 49-55, 1971.
19. On the Geotectonic Development of Taiwan (Formosa), by KOBAYASHI, T. *Geology and Mineral Resources of the Far East*, **3**, 364-384, 1971.
20. Discovery of Ellesmereoceroid Cephalopods in West Irian, New Guinea, by KOBAYASHI, T. and BURTON, C. K. *Proc. Japan Acad.* **47**(7) 625-630, 1971.
21. Silurian Trilobites of Japan in comparison with Asia, Pacific and other Faunas, by KOBAYASHI, T. and HAMADA, T. *Palaeont. Soc. Japan. Sp. Paper* (18), 155 pp. 12 pls., 1974.
22. インドネシア，東南カリマンタンの "マルタプラ白亜系" について（特にリアム　カナン　ダム貯水地域上流部の地質について．橋本　亘・小池敏夫．地学雑., **83**(1) 1-18, 1974.
23. "東カリマンタン石油地質" への補遺．橋本　亘．石油技術協会誌，**39**(2) 79-94, 1974.

## IV 参考事項

### 1. 地形図

（1） 東マレーシア（サラワク）：地形図の購入は許可制となり，持帰りについては予め許可を求める必要がある。1968 年より手続が複雑になつたようである。

（2） フィリッピン：地形図の販売所は Dasmaliñas に移転した。地形図は各種とも値上りしている。

（3） インドネシア：地質調査所で購入できる。品切れの時には急げば白黒逆の図ならすぐに複製してもらえる。

（4） 台湾：5 万分の 1 地形図は軍の機密ではなくなつたが，いろいろの制限があつて入手は簡単では

なく，もとより持帰りはできない。市販されている道路図でさえ，出国時の検査で検査官の意見の差によつて没収されることもある。

2. **地質図，その他**

（1） タイ：100万分の1地質図（南北2枚）が1969年出版され，Geology of Thailand (謄写刷，16頁）がついている。

ドイツ地質調査隊がタイ鉱山局の委嘱で6年間にわたつて行なつた北西部の地質調査の結果は "On the Geology of Northern Thiland" (*Beih. Geol. Jb.* Ht. 102, 1-24, 1970, Hannover) として出版され，100万分の1地質図がついている。この地質図のなかで白地でぬけている1画 (Lampang を中心とする100km 平方の地域) はタイ鉱山局から25万の1地質図として出版されている。この地質図は鉱山局の Report of Investigation として出版されており，説明はタイ語であるが，地質図右側の References としてあげてある Legend と説明は英語である。

U. S. Operations Mission to Thailand (USOM) の技術顧問の C. L. HUMMEL がまとめた Phuket 島地質図（5万分の1，Pl. 1南部，Pl. 2北部）が鉱山局から出版されている (1963)。図版の右端に簡単な説明とともに Legend があり，英・タイ両語で書かれている。

上記ドイツ調査隊以外のものは鉱山局で購入できる。

（2） フィリッピン

5万分の1，Marinduque 島地質図，F. C. GERVACIO 編集（全6葉）が1970年 Philippine Bureau of Mines から出版された。各葉ごとに，また同一葉でも部分によつて色の差があり，シンボルをよく見ないと，地層の識別がしにくく，かなり見にくい。

Mineral Distribution Map of the Philippines, 1973年，これは F. F. MIRANDA *et al.* による Data on Philippine Mineral Resources の付図で，250万の1の簡単な地質図を基礎にして作られ Information Circular, No. 22にでている。火成岩類についてはシンボルで時代分けがわかるが，地質単元の方は色分けだけでシンボルがないので識別しにくい。

以上の他に，地質図は Bureau of Mines の Report of Investigation や Special Project Series のなかにもあり，またフィリッピン地質学会季刊誌 Philippine Geologist（I～XXII 巻），およびこれが改題された Jaurnal of Geological Society of Philippines (XXIII 巻～現在) のなかにもある。

しかし，1969年鉱山局石油部の火災で，バックナンバー，名簿なども焼失し，会誌発送はしばらく中断され，1971年に XXV 巻1～3号，1972年に XXVI 巻1号が，また1974年には XXVIII 巻1号がでただけである。1974年3月より News Letter がでている。

（3） マレーシア

50万分の1西マレーシア地質図；1973年地質調査所から出版された。これには Indəx Map showing Relative Reliability がついていて，基礎資料の出所とその精度がひと目で明かになる。また K/Ar 法と Rb/Sr がシンボルマークで色刷されていて，それらによる granite の dating records が示されている。

100万分の1マレー半島地質図；D. J. GOBBETT and C. S. HUTHISON の Geology of Malay Peninsula (Wiley-Interscience の Regional Geology Series) のポケットに入つている。この本の出版は1973年であるが編集が終つたのは1972年5月であり，1971年に出版された GPSSE 第9巻（除，今野・浅間・RAJAH, 1970）以降の論文は引用されていない。したがつて，内容については重要な改訂を必要とするものがいくつかあるのはやむをえないであろう。

マレーシア地質調査所は1968年より従来の Annual Report のカバーの題字を Laporan Kajibumi Tahunan とし，1969年から Laporan Tahunan Kajibumi と改め，1971年には Lapuran Tahunan Kajibumi と更に改題し，西マレーシア，サラック，サバーの各調査所の共通年報としている。このなかには

各地域の図幅調査の progress report があつて，時に局所的に重要な地質図がある。この出版物は元の Annual Report 同様，ごく一部を除いてバックナンバーの入手が可能である。

東マレーシア（サラワク・サバー）およびブルナイではほとんど全域をカバーする25万の1あるいは12.5万分の1地質図が，Memoirs 付図として出版されてきた（Mem. 17, 1964まで）。1964年以降は5万分の1地質図が Report として出版され，Report 8まで出版された。

東マレーシアでは上記のほかに Bulletin が1951年から出版され，Bull. 1と3は東マレーシアの地質全体についての重要な文献であるが，売切れで入手できない。Bull. 4は1961年開かれた British Borneo Geological Congress の論文集，Bull. 8と9はそれぞれ1966年，1967年の北ボルネオの地質に関する論文集である。既述したように1968年からはマレーシア全調査所を1本とした年報になり，1972年からは Geological Papers もマレーシア全調査所を1本として出版されているので，少くも Bull, 8，9のような形式のものは，この方に吸収されるのではなかろうかと思われる。

マレーシア調査所の出版物はわずかばかりの売切れのものを除き，かなりのものが入手できる。また，Memoir などの付図の地質図は Separates として販売されている。

（4） 台湾

20万分の1台湾西部地質図が1971年中国石油股份公司台湾油砿探勘処から出版された。これでは屈尺断層とその延長とみられる断層の西に分布する中新世以上の地層が取扱われている。濁水渓以北の北幅と以南の南幅とでは別々の地層区分を用いている。南幅25°58' と25°48' を結ぶ線から南では鮮新統以上の細分には，さらに別の地層区分が使われている。

台湾省地質調査所により出版された30万分の1全島地質図（1953年）は絶版となり，その改訂版出版計画が進められ，1975年中には出版予定という。1974年に50万分の1台湾地質図が経済部から出版された。これには本会の現地調査番外 A･B･C の成果が利用されている。なお全島4シートから成る20万分の1の地質図出版も進行中と聞く。

3． 地質学会

（1） マレーシア地質学会（Geological Society of Malaysia, GSM）. 1966年創設され，Kuala Lumpur のマラヤ大学地質学教室内にある。隔月に Newsletter が発行され，1968年から Bulletin も不定期に出版されている。Bull. 2 (1968) は1822～1967の西マレーシアの地質についての文献集であり，Bull. 6 (1973) には Regional Conference on the Geology of Southeast Asia, 1972, Kuala Lumpur で発表された重要な論文が掲載されている。Bulletin は現在 No. 7まで出版されている。

Newsletter No. 52 (Dec. 1974) の WONG and KHOO の一文は初めてのマレー語による報文と思われる（英文のアブストラクトあり），国内のマレー化が進んでいるので今後マレー語の報文が出て来るようになるかと思われる。GSM のマークには PERSATUAN GEOLOGI MALAYSIA と記されている。

なお，本研究会会長，小林貞一博士は GSM 名誉会員である。会費は年 M$ 20。

（2） タイ地質学会（Geological Society of Thailand, GST）. 1968年に創設され，鉱物資源局(Deparment of Mineral Resources)，内にある。隔月に英タイ両語の Newsletter が発行されるが，しばしば合併号になる。GSM にくらべ，学会としての活動はむしろ低調である。

小林貞一博士は GST の名誉会員である。会費は年 US$ 4.00

## 謝　辞

12年余りを経過したこのプロジェクトが順調に進み，多くの重要な成果が刊行できたのは研究者一同の熱意とそれぞれの現地機関の温かい協力によるものであり，本研究会は心からの敬意と謝意を捧げる。そもそも，このプロジェクトのはじまりは，当時の東京大学総長茅誠司博士が小林貞一をアジア財団に紹介され，種々御口ぞえを御寄せ下されたことから順調にすべり出せたもので，本研究会としては，茅先生に

衷心より感謝するものである。また海外調査費を支給された文部省(科学研究費・海外学術調査費)，および多くの援助を賜わつた下記の団体・会社に深謝する（ABC 順)。なお付図の製図は九大理学部地質学教室の早川悝子さんの手をわずらわしたもので，厚く御礼申しあげる。

旭ガラス株式会社
武甲セメント株式会社
秩父セメント株式会社
中央開発株式会社
ＣＩエネルギー株式会社
ダイヤコンサルタント株式会社
富士電機製造株式会社
福岡銀行株式会社
福岡相互銀行株式会社
学習研究社
橋本通運株式会社
出光興産株式会社
北スマトラ石油開発協力株式会社
鋼管鉱業株式会社
九州電力株式会社
九州電気工事株式会社
茗渓会
三菱化成株式会社
三菱鉱業セメント株式会社
三菱商事株式会社
三菱地所株式会社
三菱重工株式会社
三井金属鉱業株式会社
三井鉱山株式会社
瑞穂建材株式会社
南洋物産株式会社
日本セメント株式会社
西日本相互銀行株式会社
西日本鉄道株式会社
日鉄鉱業株式会社
奥多摩工業株式会社
小野田セメント株式会社
パシフィック航業株式会社
留萌港運株式会社
西部ガス株式会社
サンコー・コンサルタント株式会社
株式会社　三幸
三祐コンサルタント株式会社
三雄石炭運輸株式会社
清水書院
石灰石鉱業協会
石油資源開発株式会社
住友石油開発株式会社
武田薬品工業株式会社
帝国石油株式会社
東京地学協会

なお，調査費募金にあたり，三菱化成工業株式会社顧問，茗渓会理事長柴田周吉氏ならびに湘南モノレール株式会社企画室長市川保雄氏には多大の御援助と御尽力を賜つた。ここに記し厚く御礼を申上げる。

(1975年２月28日受理)

地学雑誌 84, 3 (1975)

# マダガスカルの地質概略

高 井 冬 二*

## Geology of Madagascar

Fuyuji TAKAI

### I まえがき

筆者は1973年8月中旬から10月初旬にかけて約50日間，東京農業大学第4次マダガスカル動植物学術調査隊の一員として，マダガスカルに滞在した。マダガスカルの地質についてはわが国にはよく知られていなかつたので，P. BRENON (1972) および Lexique Stratigraphique International (1956, 1960 Supplément) そのほか古生物に関する文献をもとにしてその概略を紹介する。

### II 地質研究史の概略

マダガスカルで地質調査が始まつたのは一世紀ばかり前のことで，その研究史は次の3期に分けられる。第1期(1865～1923)には素人採集家が提供した情報や採集物をもとにした研究が相つぎ，M. BOULE (1900) は地質の大要をまとめ，A. LACROIX (1922) は「マダガスカル鉱物誌」を公刊した。第2期(1923～1952)には計画的な地質調査の必要を認めた鉱山局は，1924年 H. BESAIRIE を招へいし，1929年地質調査所を開設し，20万分の1地質図幅調査事業がここに発足した。第2次世界大戦による挫折にもかかわらず，1951年には地質図127葉を完成したほか，第19回万国地質学会議(1952)がアルジェリアで開催された機会に100万分の1地質図3葉を刊行した。第3期(1952～)には地質調査所は地質鉱山局・原子力委員会・マダガスカル石油会社などの協力を得て，10万分の1地質図幅調査を開始した。また古生物資料の多くは J. PIVETEAU・L. JOLEAUD・A. THEVENIN・J. COTTREAU・C. LAMBERTON・J. ALLOITEAU・M. COLLIGNON らによつて研究された。1947年フランス共同体内の自治共和国として発足したマダガスカル共和国は，1960年同共同体内の独立共和国となつたが，1973年同共同体から離脱したので，フランスの地質家たちが残した遺産は今後マダガスカル共和国地質調査所と新たに発足したマダガスカル大学理学部地球科学教室とに引き継がれることとなつた。

### III 地質の概略

マダガスカルは南北約1600 km，東西約580 km，面積約590000 km² で，グリーンランド・パプア・ボルネオなどにつぐ世界第4位の大きな島である。最高峰は北部の Tsaratanana 山塊に属する Maromokotro (2876 m) で，中央部に高原地帯 (Tananarive, 1250 m・Fianarantsoa, 1100 m) が広く発達する。堆積岩地帯はおおよそ 1300 m 以下で，ケスタを作つているが，起伏は一般に弱い。地質は，1) 先カンブリア系・2) 堆積岩系・3) 火山岩類・4) 風化残留物などに大別される。

1) 先カンブリア系　北東海岸の Ampisikinana から Sambirano 河中流の Bemaneviky・Antsohihy・Maevatanana・Kandreho・Onilahy 河上流の Beninitra・Ampanihy・Amboasary を経て南東海岸の Mandrare 河口を結ぶ線の東側，約400000 km² の面積を占め，褶曲が著るしい。

2) 堆積岩系　先カンブリア系の西側を占め，幅30～200 km にわたり，僅かに西へ傾斜する。最古の堆積岩は下部二畳系に属し，南アフリカの Karroo 層群に対比される陸成層の下部を示す。ところによつては Karroo 型の岩相がジュラ紀ま

* 財団法人進化生物学研究所・東京農業大学育種学研究所 Inst. of Evolutionary Biol.

で続いた。Karroo 層群の上位には陸成および海成のジュラ系および白亜系が発達する。海成第三系は北端の Diégo-Suarez から南部の Mahafaly 地方まで，西海岸に沿つてほぼ連続する。表層の現世堆積層は堆積岩系および先カンブリア系を被う。

3) 火山岩類　白亜紀後期の火山岩類は Vohémar から Isandra 河口までの東海岸ばかりでなく，西海岸にも発達する。北部の Ambre 山塊・中部の Ankaratra 山塊・南部の Androy 山塊など，その噴出年代を異にすると思われる火山岩類の迸入も見られる。

4) 風化残留物　先カンブリア系の大部分はラテライトによつて被われ，その厚さは 10～15 m が普通であるが，稀れに 60～80 m に達することもある。ラテライト化作用は鮮新世以降進行しているようである。堆積岩系は風化に対しそれほど敏感ではないけれども，熱帯性気候のため，ところによつては赤色を示すことがある。

## IV 先カンブリア系

基盤の先カンブリア系は本島面積の約 $^2/_3$，約 400000 $km^2$ を占め，各種の変成岩類からなり，その表面は厚さ数 m のラテライトによつて被われる。北部の Vohémar 西方から南部の Fort-Dauphin 郊外まで，幅約100 km にわたつて東海岸に沿つて降雨林が発達しており，調査のために接近することが著るしく困難である。本系は 1) Androyan 系・2) Graphite 系・3) Vohibory 系・4) 最上部先カンブリア系に区分される。

1) Androyan 系は約55000 $km^2$ の広大な面積を占め，Matsiatra 河上流部・南部の Tsihombe および Isandra 河口などを結ぶほぼ三角形の地域に分布する。南西部では Graphite 系が整合に重なる。本系は Fort-Dauphin 層群・Tranomaro 層群・Ampandrandava 層群に 3 分され，前 2 者の関係は明白であるが，Androy 火山岩類は後 2 者の関係を不明確にする。Fort-Dauphin 地方では変成度が著るしく，全般的にアルミニウムおよびマグネシウムに富んだ堆積岩起源の変成岩類が優勢で，ミグマタイト類の発達は貧弱である。稼行可能な金雲母鉱床を随所に胚胎する。

最下位の Fort-Dauphin 層群は leptynite を主とし，charnockite を挟んでおり，変成度は最も強烈である。これに対してその上位にある Tranomaro 層群の分布は一段と広く，leptynite は減少し，代わつて石灰質の paragneiss・metagneiss・werneritite を主とし，pyroxenite cipolin・leptynite を伴なう。変成度は多少弱化したと見てよい。Ampandrandava 層群はその変成度もさまざまで，gneiss・leptynite・cipolin・charnockite などからなり，ミグマタイト類が随所に認められる。

2) Graphite 系は本島の大よそ半分の広さを占め，変成度の差異によつて Ampanihy 層群と各種のミグマタイト類に2分される。Ampanihy 層群は Ampandrandava 層群の西側に，これと整合に重なり，その変成度は著るしく，グラニュライト相を示す。Leptynite および graphite・charnockite・anorthosite などを含む片麻岩からなる。カコウ岩や片麻岩と混ざりあつたミグマタイト類が Androyan 系や Ampanihy 層群と接触するところは認められない。東海岸に沿つて露出する Manampotsy 層群は片麻岩・ミグマタイト類を主とし，ところにより graphite・charnockite を伴なう。これとの層位関係は不明であるが，Tananarive の南にある Ambatolampy 層群は変成度も一段と弱く，雲母片岩・片麻岩を主とし，graphite を伴なう。本系の最上部とされる Andriba 層群は graphite に乏しく，時にこれを欠くことがある。またカコウ岩体の迸入も認められる。

3) Vohibory 系は基盤岩類特に Graphite 系の各所に現われ，その変成度は中位か幾分弱く，緑簾石―角閃岩相あるいは緑色片岩相や変成された塩基性火成岩類によつて特徴づけられる。Vohibory・Beforona・Amborompotsy・Maevatanana・Daraina・Mananjary・そのほかの岩体に区分されるが，それらの層位関係は明白でない。またこれら変成岩類に深成岩体が貫入したため広域変成作用が続き，ところによつては下降変成作用を示すところもある。Foulpointe 片麻岩の年代は最も古く，2750 MY と測定された。Vohibory 層群は Ampanihy 層群に接しており，

その変成度はさまざまで，グラニュライト相ばかりでなく，角閃岩相・緑簾石一角閃岩相・緑色片岩相などを示す。Beforona 層群は Manampotsy 層群や Ambatolampy 層群の上位を占め，角閃岩を主とする。Amborompotsy 層群の変成度は中位で，雲母片岩・片麻岩・cipolin などを主とする。Maevatanana 層群は堆積岩系に隣接し，Graphite 系のミグマタイト類を被う。緑色片岩・角閃岩・片麻岩などからなり，これらに貫入した石英閃緑岩の年代は670 MY と測定された。Daraina 層群は雲母片岩・角閃岩・片麻岩などからなり，北端の堆積岩系に隣接する。Mananjary 層群は Graphite 系のミグマタイト類に接し，片麻岩・雲母片岩・緑色片岩などからなる。

4) 最上部先カンブリア系は基盤の先カンブリア系と不整合の関係にあり，その変成度は中位で,Cipolin 統と硅岩統とに分けられる。Cipolin 統は cipolin を主とするが，時にマグネシウム質あるいは硅質の部分があり，各種の変成鉱物を伴なう。石灰質層は雲母片岩および硅岩を伴なつており，層厚300～1000 m で，著るしく褶曲する。Cipolin 統はアルカリ質カコウ岩類を主とする Ambatofinandrahana 貫入岩体による接触変成作用を受ける。また古期カコウ岩(1125 MY)を新期カコウ岩(490～630 MY)が貫ぬくところがある。硅岩統は Cipolin 統を被つており，硅岩を主とし，接触変成作用および広域変成作用により生成された各種の変成鉱物を含む。層厚 700 m で，Kalambatra カコウ岩(630 MY)が貫入する。

5) 基盤岩類の鉱物および岩石はかなりよく記載されたが，岩石の分布・層序・構造についてはまだ充分には調べられていない。

## V 堆積岩系

本島における Karroo 相当層およびその海成相は基盤の先カンブリア系の西側に沿つてほぼ南北に分布しており,地史の違いによつて Morondava 盆地・Majunga 盆地・北端部の3地域に区分される。このほか，デボン一石炭系と推定される植物化石層の露出も僅かながら認められる。

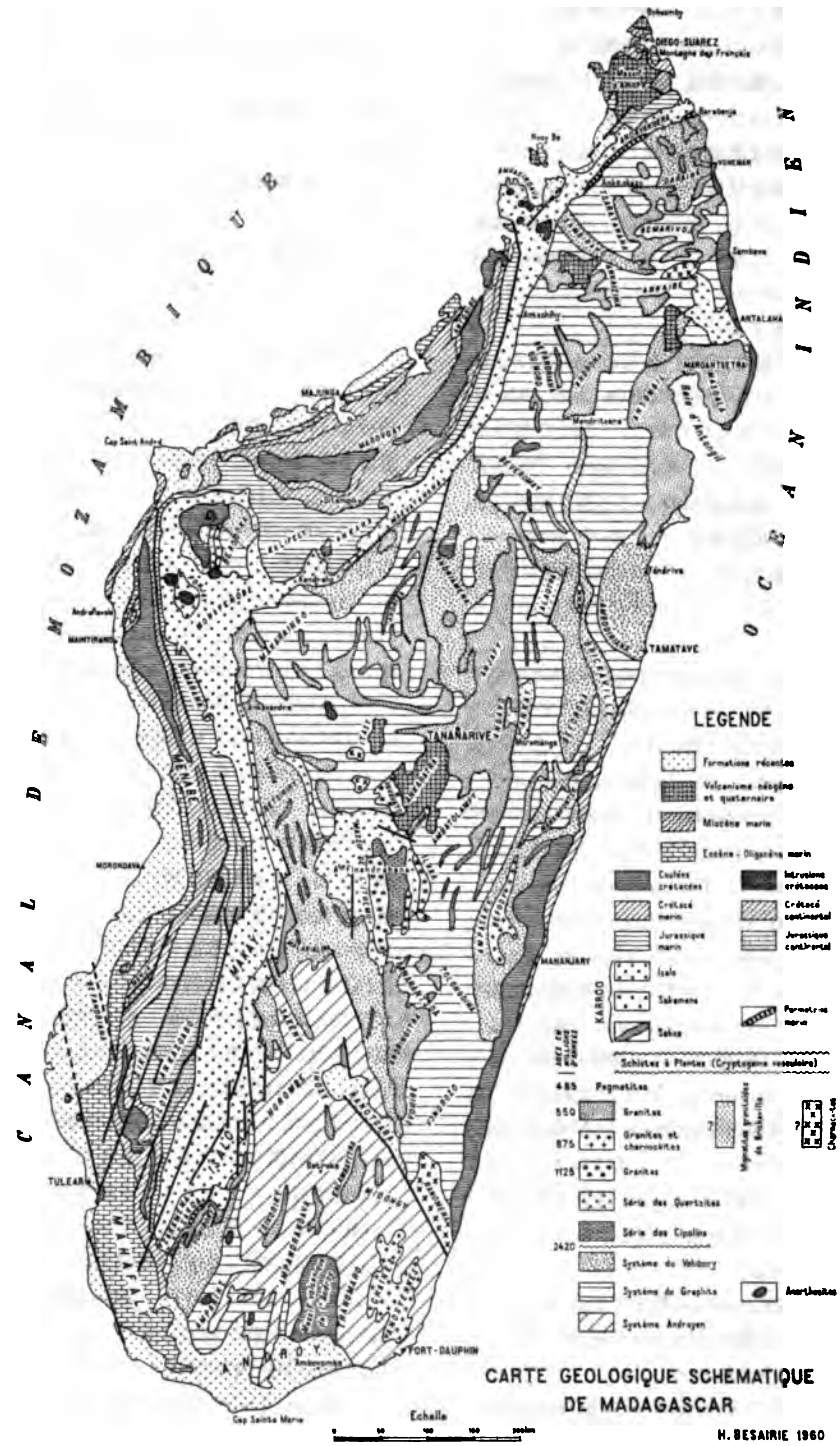
1) デボン石炭系 Ambatofinandrahana の南約 20 km, Ambatovaky および Antalaha 地方に分布するが，層位関係は全く不明である。*Lepidodendron* の鱗片や材を産出するほか，属種不明の腹足類や二枚貝類を伴なう，

2) Karroo 相当層の区分 陸成の Karroo 層群は南アフリカと同様，二畳紀基底 (280 MY) に始まり，ジュラ紀中期(Bathonian)まで続く，海棲化石を豊富に産出するので，陸成相と海成相との対比がよく出来ており，BESAIRIE は下記のように区分した。

| | | |
|---|---|---|
| Isalo 層群 | IsaloⅢb 層 | Bathonian |
| | IsaloⅢa 層 | Bajocian |
| | Isalo Ⅱ層 | Rhaetian～Lias |
| | Isalo Ⅰ層 | 三畳紀中期および後期 |
| Sakamena 層群 | | 二畳紀後期～三畳紀前期 |
| Sakoa 層群 | | 二畳紀前期および中期 |

3) Sakoa 層群 先カンブリア系の Vohibory 系に近接し，これと不整合の関係にあり，Matsiatra 河上流 Janjina 付近に再び現われるが，以北の Majunga 盆地および北端部には露出していない。下部からａ）チライトおよび黒色頁岩・ｂ）夾炭層・ｃ）下部赤色岩統・ｄ）*Vohitolia* 海成石灰岩に分けられる。

ａ）最古の堆積岩は氷蝕を受けた結晶片岩の上に重なるチライトで，各種の変成岩からなる氷蝕礫が暗色の細粒粘土で固結されており，その厚さは変化に富む。黒色頁岩は細粒粘土を主とするが，時に砂岩を挟む。南アフリカの Dwyka 層に対比されるもので，その層厚 100～450m である。ｂ）奇炭層は長石質砂岩を主とし，時に炭質頁岩や石炭層を挟み，礫岩を伴なう。植物群は *Gangamopteris major*, *G. cyclopteroides*, *Glossopteris indica*, *Schizoneura gondwanensis* などによつて代表され，層厚50～200 m である。炭層は30 cm～数 m で，灰分が多く，Sakoa 炭田の鉱量は灰分17%以下のもの6000万トン，それ以上のもの5億トンと推定され，粘結度も貧弱で，南アフリカやインドのゴンドワナ石炭と同じ特性を持つ。顕微鏡的には durain を主とし，vitrain を伴なう。clarain や fusain は極く微量である。ｃ）下部赤色岩統は赤色粘土と緑色の長石質砂岩を主とし，その上部には礫岩を伴なう。植物化石


CARTE GEOLOGIQUE SCHEMATIQUE
DE MADAGASCAR
H. BESAIRIE 1960
LEGENDE
Formations récentes
Volcanisme néogène et quaternaire
Miocène marin
Eocène - Oligocène marin
Coulées crétacées
Intrusions crétacées
Crétacé marin
Crétacé continental
Jurassique marin
Jurassique continental
KARROO
Isalo
Sakamena
Sakoa
Permotrias marin
Schistes à Plantes (Cryptogame vasculaire)
Pegmatites
Granites
Granites et charnockites
Granites
Série des Quartzites
Série des Cipolins
Système du Vohibory
Système du Graphite
Système Androyen
Anorthosites
CANAL DE MOZAMBIQUE
OCEAN INDIEN
DIEGO-SUAREZ
MAJUNGA
TAMATAVE
TANANARIVE
MANANJARY
TULEAR
FORT-DAUPHIN
MORONDAVA
MAINTIRANO
ANTALAHA
Echelle

に乏しく，硅化木と *Glossopteris* を稀れに産出するほか，最近 *Dicynodon* の仲間と見られる獣形類に属する爬虫類が発見された。その詳細はまだ明らかにされていないが，特筆するにたる発見である。赤色岩相は高温で乾燥した気候を示すもので，石炭層の寒冷気候やチライトの氷河気候に続くものと考えられる。層厚は厚く，Sakoa 盆地では600～1200 m に達する。 d）*Vohitolia* 海成石灰岩から *Productus* や *Spirifer* などの腕足類や石灰藻を産出する。

4) Sakamena 層群に属する Karroo 相は北部の Ankavandra から南部の Eliva まで，Morondava 盆地だけに知られており，これに相当する海成相は北端部に近い Ankitokazo で結晶質岩類と隣接する。Sakoa層群とは不整合関係にあり，下部からａ）基底礫岩・ｂ）*Anthracoporella* 石灰岩・ｃ）含植物頁岩・ｄ）含爬虫類頁岩砂岩・ｅ）*Septaria* 頁岩・ｆ）上部赤色岩統に分けられる。

ａ）基底礫岩は *Vohitolia* 海成石灰岩に由来する礫からなる。ｂ）*Anthracoporella* 石灰岩は *Vohitolia* 海成石灰岩に類似する。ｃ）含植物頁岩は *Schizoneura*, *Phyllotheca*, *Pecopteris*, *Glossopteris*, *Thinnfeldia* など多数の植物を埋蔵する。ｄ）Eliva 付近の含爬虫類頁岩砂岩には *Hovasaurus boulei*, *Tangasaurus mennelli*, *Coelurosauravus elivensis* など爬虫類を，また Ranohira では *Barasaurus bessairei*, *Tangasaurus mennelli* など爬虫類のほか堅頭類に属する *Rhinesuchus* cf. *senekalensis* を産出する。Sakamena 層群下部層(a～d)の層厚は 600～2500 m である。ｅ）*Septaria* 頁岩は三畳紀前期に属し，Sakeny 河流域の Beroroha と Malainbandy との間では魚・ウニ・アンモナイトなどを多産する。層厚は 100～140 m である。ｆ）上部赤色岩統は砂岩・頁岩・赤色粘土などからなり，層厚 250～600 m である。

北端部の Ankitokazo—Barabanja 地方には Sakamena 層群に属する海成相が発達しており，下記のように区分される。

| | 西部(Ankitokazo) | 東部(Barabanja) |
|---|---|---|
| | Isalo 砂岩 | |
| | 不整合 | |
| Sakamena 層群層上部 | e) Iraro 頁岩 | e) Barabanja層 |
| Sakamena 層群層中部 | d) 含魚類砂岩頁岩 | |
| Sakamena 層群層下部 | c) *Claraia* 頁岩<br>b) 含アンモナイト頁岩<br>a) 含腕足類砂岩 | |

a) 含腕足類砂岩は最初の海侵を示し，アンモナイトを欠くが，*Productus*, *Spirifer* そのほかの化石に富んでおり，二畳紀後期を示す。b) 含アンモナイト頁岩から *Xenaspis*, *Cyclolobus* を多産しており，同じく二畳紀後期を示す。c) *Claraia* 頁岩は三畳紀を示すものである。Sakamena 層群下部層(a～c)の層厚は比較的に薄く，数 m に過ぎない。これに対して，d) 含魚類砂岩頁岩の厚さは 100～300 m に達し，魚類(第１表)の印象のある扁平なノジュールが豊富に発見されるほか，*Aphaneramma*, *Ifasaurus elongatus*, *Lyrosaurus australis*, *Trematosaurus madagascariensis*, *Wantzosaurus elongatus*, *Mahavisaurus dentatus*, *Benthosuchus madagascariensis*, *Deltacephalus whitei*, *Wetlugasaurus milloti*, *Bothriceps* など堅頭類や *Triadobatrachus massinoti* (原無尾類) を産出する。またアンモナイトの産出もおびただしく，その時代は三畳紀前期である。本層が海成層であることは疑ないが，植物や幾多の堅頭類が発見されることからみて，当時の海岸からそう遠く離れていなかつたと推測される。この魚類化石群はグリーンランドやアンゴラのものに酷似するが，南アフリカのものとの関連は薄いようである。Ankitokazo から Mahavavy までほぼ連続して発見される。e) Iraro 頁岩の厚さは 100 m であるが，Barabanja 地方の砂岩頁岩は僅かに 10 m に過ぎなく，三畳紀前期の終末を示すアンモナイトを産する。

Morondava 盆地における Sakamena 層群の下部層・中部層・上部層の厚さは，それぞれ 600～2500 m・100～400 m・250～600 m である。Sakamena 層群の海侵は著るしく，二畳紀中期に *Vohitolia* 海成石灰岩として南部に始まり，Eliva から Saint André 岬までを被い，北端部では二畳紀中期終末から三畳紀前期終末まで続いた。こ

第1表　Sakamena 層群中部層産魚類

| | |
|---|---|
| Palaeonisciformes | *Boreosomus gillioti* |
| | *Pteroniscuhis cicatrosus* |
| | *P. macropterus* |
| | *P. arambourgi* |
| | *P. broughi* |
| | *Birgeria nielseni* |
| | *Bobasatrania mahavavica* |
| | *Ecrinesomus dixoni* |
| | *Australosomus merlei* |
| | *Sakamenichthys germaini* |
| | *Perleidus madagascariensis* |
| | *P. piveteaui* |
| | *Atherstonia colcanapi* |
| Acipenseriformes | *Errolichthys mirabilis* |
| | *Saurichthys madagascariensis* |
| | *S. stensiöi* |
| Semionotiformes | *Paracentrophorus madagascariensis* |
| Amiiformes | *Jacobulus novus* |
| | *Parasemionotus labordei* |
| | *P. besairiei* |
| | *Stensiönotus intercessus* |
| | *Thomasinotus divisus* |
| | *Watsonulus eugnathoides* |
| Crossopterygii | *Coelacanthus madagascariensis* |
| | *Piveteauia madagascariensis* |
| | *Whiteia woodwardi* |
| | *W. tuberculata* |
| Dipnoi | *Ceratodus madagascariensis* |
| | *Microceratodus angolensis* |
| | *Paraceratodus germaini* |

の海侵によつて本島はアフリカから離れたと見られる。脊椎動物化石についてみると *Rhinesuchus* cf. *senekalensis* や *Tangasaurus mennelli* がモザンビーク海峡の両側から発見されており，本島と南アフリカとがかつて陸続きであつたことが確認された。PIVETEAU は本島産爬虫類が蜴形類（鳥類や爬虫類の祖先）に属するのに対して，南アフリカの Karroo 層群産爬虫類が獣形類（哺乳類の祖先）に属すると説いた。BESAIRIE はこうした進化の違いを起した原因は本島における Karroo 相当層に海侵がたびたび起つたことによると推定した。

5) Isalo 層群は陸成相を主とするが，海成相をしばしば挟んでおり，Sakamena 層群を不整合に被う。BESAIRIE は次のように区分した。

d) Isalo IIIb 層　Bathonian

c) Isalo IIIa 層　Bajocian

b) Isalo II 層　Rhaetian—Lias

a) Isalo I 層　三畳紀中期および後期

a) Isalo I 層は粗粒砂岩を主とし，時に礫岩を挟み，Onilahy・Mangoky 両河の間約 150 km にわたり南北に延びる Isalo 山塊は本層の露出として壮観である。層厚400～3000 m で，稀に粘土層を挟む，化石に乏しい。Betioky 南方から北東部の Loky 河流域まで連続する。Onilahy 河南方ではその幅はせまいが，Isalo 山塊のあたりで広くなり，Saint André 岬背斜の東翼で著るしく張り出すほか，北方へ行くにつれてせばまる。三畳紀後期に属する上部層に海侵の証拠があり，Morafenobe 地方の粘土層から石灰海綿（Lithistids）が，また Kandreho では *Myophoria vulgaris*, *Mytilus psilonoti* が産出する。

b) Isalo II 層は赤色又は緑色粘土を主とし，砂岩を挟んでおり，Isalo I 層に比べて一段と細粒である。Morondava 盆地によく露出しており，Makay 山塊を形成する。Isalo I 層より化石に富んでおり，*Araucaroxylon*, *Cedoxylon*, *Dadoxylon* などの硅化木を多産する。Morafenobe 地方から魚歯(*Ceratodus*)が産出する。また Folakara の西，Ampany 付近の中部層から Phytosaurids の鱗が多数得られ，Rhaetian を示すものと推定される。Morondava 盆地では層厚数百 m から 1200 m で，変化に富む。Lias 後期の海侵は著るしくない。Behodoka 付近から Plesiosaurids の産出が報じられたが，その詳細は不明である。Kandreho 地方の陸成相は著るしく薄く，亜炭や石膏の挟みが見られる。Majunga 盆地では層厚は薄く，陸成相と Lias を示す海成相とが混ざりあう。Ampasindava 半島の海成相から *Equisetum*, *Pecopteris*, *Scleropteris*, *Sphezonanites*, *Pagiophyllum*, *Brachyphyllum*, *Sphenolepidium*, *Araucaroxylon mahajambyense* など Lias 後期を示す植物化石が得られる。同盆地南部では Ankara・Kelifely 両石灰岩台地の基底に近く Lias 後期の海成石灰岩が Isalo I 層の砂岩を被っており，亜炭・石膏・泥灰岩などの陸成相を挟む。層厚150 m の海成層は化石に富み，Toarcian および Aalenian を示すと推定される。最北端部の海成層は Isalo I 層の砂岩を被う Jangoa 石灰岩によって代表され，Lias 後期の *Spiriferina rostrata* を含む。Ambilobe 地方の Jangoa 石灰岩は Ankara 石灰岩台地の基底を示し，更に南方へ Ambanja から Antsohihy まで断続する。

c) Isalo III 層の岩相は Isalo II 層のものに似ており，大型の恐竜 *Bothriospondylus madagascariensis* を出す上部層 (III b) が Betsiboka 河から Ampasindava 半島までの間ほぼ連続するほか，Morondava 盆地に再び現われる。Majunga 盆地北部の Andranosamonta 付近の上部層 (III b) から *Steneosaurus baroni* (鰐類) が産出する。Isalo III 層の基底は Bajocian に始まり，その上限には *Corbula* を含むところがある。

最北端部の Analamera 地方では化石に富んだ海成石灰岩は次の7帯に区分され，その層厚は 300～400 m である。

Callovian

第7帯 *Macrocephalites triangularis*

Bathonian

第6帯 *Cladoniceras*, *Micromphalites*, *Sphaerotiaris vivaldii*, *Acrosalenia colcanapi*, *Corbula*, *Pseudotrapezium*, *Protocardia*, *Bothriospondylus madagascariensis*, *Steneosaurus baroni*

第5帯 *Epistrenoceras histricoides*

第4帯 *Gracilisphinctes*, *Corbula*

第3帯 *Anabacia orbulites*

Bajocian

第2帯 *Sonninia decora*, *Witchellia gelasina*, *Stomechinus bigraularis*

第1帯 *Trigonia tenuicostata*

Majunga 盆地では Ampasindava 半島から Betsiboka 河まで Karroo 相が広く分布しており，*Corbula* 層を挟む含恐竜層によって被われる。Betsiboka 河西岸から Saint André 岬までには層厚 400 m の海成石灰岩があり，Ankara・Kelifely 両石灰岩台地を形成する。Saint André 岬から Morondava までの Morondava 盆地ではジュラ紀中期の海成層が Ankara・Antsingy 両石灰岩台地を形成し，Tsiribihina 河南方まで拡がっており，ここでは南方に向つて厚さを増し，Isalo III 層の Karroo 相との混合相に移化する。Karroo 相は Bajocian 初期まで確認されており，*Corbula* 層とアンモナイトやウニを伴なう泥灰岩との混合相が現われる。Mangoky 河南方，Sakaraha 付近では Karroo 相が卓越しており，海成相では藻類を含む Bajocian の石灰岩は特に顕著である。Onilahy 河南方の海成相は硅化木を含む陸成相との混合相を示さない。Bajocian 基底には藻類を含む礁石灰岩が常にあり，中部ジュラ系の全層厚は200 m を越える。南西部の中部ジュラ系(礁石灰岩)は最も著るしく，Bajocian に始まり，Callovian 初頭まで続き，Bathonian が最もよく発達する。この地方では 120 km にわたつて堡礁を形成しており，各種の群体および単体サンゴを

包蔵する。

本島の Karroo 相当層はほかの Gondwana 層群と同様に，その基底にはチライトがあり，夾炭層や厚い陸成層が発達する。陸成相はジュラ紀中期まで続くが，ジュラ紀中期の海侵は特に顕著で，火山岩類を欠除するのもその特徴の一つである。

6) 上部ジュラ系は海成相ばかりで，Isalo 層群の砂岩を被い，Callovian から Kimmeridgian まで続き，Tithonian によつて被われる。アンモナイトにより次の18帯に区分される。

Tithonian

第18帯 *Aulacosphinctes hollandi*, *Blanfordiceras* cf. *wallichi*

第17帯 *Virgatosphinctes denseplicatus*, *Hildoglochiceras kobelli*

Kimmeridgian

第16帯 *Hibolites joleaudi*

第15帯 *Streblites indopictus*

第14帯 *Hybonoticeras hybonotum*, *Physodoceras avellanum*

第13帯 *Aspidoceras haynaldi*, *A. longispinum*, *Torquatisphinctes similis*

Rauracian

第12帯 *Taramelliceras externnodosum*

Argovian

第11帯 *Epimayaites transiens*

第10帯 *Proscaphites anar*, *Dichotomosphinctes Wartae*

第9帯 *Taramelliceras callicerum*

Oxfordian

第8帯 *Peltomorphites eugenii*, *Euaspidoceras babeaui*, *Mayaites obesus*

第7帯 *Properisphinctes bernensis*, *Trimarginites villersensis*

Callovian

第6帯 *Peltoceras athleta*

第5帯 *Reineckeia anceps*, *Hubertoceras mutans*

第4帯 *Phlycticeras pustulatum*, *Oecoptychius refractus*

第3帯 *Indosphinctes patina*

第2帯 *Macrocephalites chariensis*, *Notocephalites semilaevis*

第1帯 *Macrocephalites triangularis*

最北端部では Callovian の泥灰岩および石灰岩が Irodo 河の谷に発達しており，化石に富む，Ambre 山の溶岩流や Mahavavy 河および Sambirano 河の沖積層は遠く Ampasindava 半島まで上部ジュラ系を被う。Majunga 盆地では Maromandia と Betsiboka 河の間の断層に沿うせまい地帯に再び現われる。層厚 150～200 m で，化石に富む。その基底部は砂泥質石灰岩であるが，次第に泥灰質となり，最上部は粘土質に終る。Betsiboka 河と Saint André 岬との間ではその基底部は泥灰質石灰岩であるが，最上部にむかつて泥灰岩となる。層厚250 m で，アンモナイトやベレムナイトを産する。

Morondava 盆地では Saint André 岬から Tsiribihina 河までどこでも泥灰質であるが，断層のため Oxfordian と Argovian とが欠除する。Morondava 付近では Callovian の海侵はどこにもなく，石灰岩および泥灰岩は気水相の砂岩を伴なう。陸成の赤色砂岩からなる Argovian は海侵の中断を示しており，その後の堆積は海成相ばかりである。更に南方 Mangoky 河の谷では Isalo 層群は Callovian の基底に侵入しており，海成石灰岩は Oxfordian から始まり，陸成の Argovian を経て再び海成石灰岩となる。層厚は数千 m に達するが，そのうち Argovian は数百 m に過ぎない。ここでは Karroo 層群は Callovian 下部に侵入する。Onilahy 河より南方では海成泥灰岩ばかりからなる。

7) 下部白亜系は海成上部ジュラ系の上に整合的に重なつており，Berriasian から Barremian にわたる化石に富む。アンモナイトにより次の7帯に区分される。

Barremian

第7帯 *Phyllopachyceras infundibulum*, *Paracrioceras*

Hauterivian

第6帯 *Phylloceras eichwaldi*, *Saynella besairiei*

第5帯 *Duvalia dilatata*, *Hibolites subfu-*

*siformis*

Valanginian

第4帯 *Rogersites schecki*, *Neocomites teschenensis*

第3帯 *Neolissoceras grasi*, *Duvalia emerici*

第2帯 *Belemnopsis africanus*

Berriasian

第1帯 *Thurmannites* aff. *boissieri*, *Spiticeras*, *Berriasella*

最北部では基底部にある化石に富んだ海成のRodo 泥灰岩(Valanginian)の層厚は200 m で，白亜紀中期の泥灰岩によつて被われ，更に層厚450 m の陸成の Sahareny 砂岩 (Barremian-Aptian) に続く。Majunga 盆地での層序はこれとよく似ており，Betsiboka 河の近くには層厚300～500 m の偽層の発達した陸成の Sitampiky 砂岩 (Valanginian)が上限に向つてよく発達し，更に層厚70 m のまた別の陸成砂岩 (Barremian—? Aptian) により被われる。これら両陸成砂岩層と重なりあう海成の Belohasifaka I 層 (Hauterivian)および Belohasifaka II 層 (Clansayesian) はどちらも含海緑石砂岩からなる。Maintirano 盆地では海成相ばかりで，泥灰岩または石灰岩からなり，Antsalova 地方では完全な層序が得られるが，それより南方では Valanginian および Hauterivian だけを残すばかりである。層厚は変化に富んでおり，最北部では650 m，Sitampiky 盆地では700 m であるが，Antsalova 地方では僅かに 80 m に過ぎない。その基底部は完全に海成相であるが，Majunga 盆地や最北部ではその上限に近く陸成相があり，Maintirano 盆地では海成相ばかりであるが，層序は完全ではなく，基底部を欠いており，所によってはその上限も侵蝕されてなくなることもある。

8) 中部白亜系は Aptian から Coniacian にわたり，アンモナイトにより次の25帯に区分される。

Coniacian

第25帯 *Prionocycloceras guyabanum*, *Gauthiericeras margae*, *Volviceramus involutus*

第24帯 *Barrioisiceras onilahyense*, *Kossmaticeras theobaldi*

Turonian

第23帯 *Romaniceras deveriai*, *Subprionocyclus neptuni*, *Coilopoceras requieni*, *Globotruncana lapparenti*

第22帯 *Collignoniceras douvillei*

第21帯 *Mammites conciliatus*, *Neoptychites cephalotus*

第20帯 *Fagesia superstes*

Cenomanian

第19帯 *Hourcqiceras*

第18帯 *Acanthoceras rotomagense*

第17帯 *Euomphaloceras cunningtoni*

第16帯 *Mantelliceras mantelli*, *Calycoceras newboldi*

第15帯 *Mantelliceras martimpreyi*

Albian

第14帯 *Nesphlycticeras madagascariense*

第13帯 *Pervinquieria inflata*

第12帯 *Hysteroceras varicosum*

第11帯 *Hysteroceras lafferrerei* var. *orbignyi*

第10帯 *Dipoloceras cristatum*

第9帯 *Oxytropidoceras acutocarinatum*, *Manuaniceras jacobi*

第8帯 *Beudanticeras revoili*

第7帯 *Lemuroceras spathi*

第6帯 *Douvilleiceras inaequinodum*, *D. mamillatum*

第5帯 *Cleoniceras besairiei*

第4帯 *Pseudosonneratia sakalava*

*Leymeriella* 帯の欠除

Aptian

第3帯 *Acanthoplites nolani*, *A.* cf. *subpeltoceratoides*

第2帯 *Aconeceras nisus*, *Eotetragonites duvali*

第1帯 *Tropoenum jacki*

最北部，Diégo-Suarez 地方の Français 山系では陸成の Saharemy 砂岩 (層厚 450 m，Barremian—? Aptian) に始まり，アンモナイトや有孔

虫に富む海成泥灰岩(層厚200 m, Albian)が重なり，次いで別の海成の Diégo-Suarez 泥灰岩（層厚75 m, Cenomanian 前期）が続く，黄鉄鉱化された化石を伴なう。Cenomanian 後期は薄い陸成砂岩で，最上部層は層厚50 m の石灰質砂岩に終わる。ほとんど完全な海成相の層序をここに認めることができる。Majunga 盆地北部，Analalava 半島と Mahajamba 湾の間では海成層は含海緑石砂岩または石灰質砂岩からなる。2回の陸化期が認められ，Albian 基底のものは亜炭層によつて，また Turonirn 基底のものは玄武岩流によつてそれぞれ特徴づけられる。Radama 半島では層厚 600 m に達する。盆地中央部，Sophia 河と Betsiboka 河の間では南方へ向うに従つて陸成の Ankarafantsika 砂岩に移化し，玄武岩流によつて被われる。爬虫類化石の断片を伴なう Turo-Coniacian の陸成砂岩はこの玄武岩流を被う。Ankarafantsika 砂岩には数枚の海成層の挟みが認められる。盆地東部，Sitampiky 地方では海成の Albian はほとんど石灰質泥灰岩からなるが，その上限および基底には砂質の部分がある。各種のアンモナイトを多産する。

Morondava 盆地では Saint André 岬から南へ Antsalova まで，赤色砂岩だけからなり，化石を欠く，Antsalova の南では石灰質または泥灰質の海成層からなり，Albian 相当層からは化石を産しないが，そのほかの泥灰岩からは化石を産する。更に南方の Manja 付近には鉄さび色の砂岩があり，断層の発達がよい。Mangoky 河南方では砂岩または泥灰質砂岩からなり，Aptian から Turonian 前期におよんでおり，化石に富む。この上に無化石の陸成砂岩や Turonian 後期の玄武岩が重なる。Onilahy 盆地では Albian から始まり，海成砂岩ばかりからなり，化石に富む。Barremo-Hauterivian の海緑石砂岩の上に直接に接する。

9) 上部白亜系は Santonian から Danian にわたり，アンモナイトやそのほかの化石により次の14帯に区分される。

Danion

第14帯 *Globigerina pseudobulloides*, *G. triloculinoides*

Maestrichtian

第13帯 *Sphenodiscus*, *Hercoglossa*, *Hemiaster madagascariensis*, *Globotruncana stuarti*

第12帯 *Pachydiscus neubergicus*, *Hercoglossa*, *Crania costata*, *Globotruncana contusa*

第11帯 *Pachydiscus colligatus*

Campanian

第10帯 *Hoplitoplacenticeras vari*, *Stygmatopygus lamberti*

第9帯 *Eupachydiscus levyi*, *Delawarella subdelawarensis*, *Globotruncana elevata*

第8帯 *Pachydiscus grossouvrei*, *Globotruncana elevata*

第7帯 *Anapachydiscus arrialoorensis*, *Menabites boulei*

第6帯 *Maorites aemilii*, *Pseudoschloenbachia boulei*

第5帯 *Karapadites karapadensis*, *Eulophoceras miloni*

第4帯 *Anapachydiscus wittekindi*, *Bevahites quadratus*, *Globotruncana elevata*

Santonian

第3帯 *Pseudoschloenbachia umbulazi*

第2帯 *Lewesiceras jimboi*, *Hoepenites antecursor*

第1帯 *Texanites oliveti*, *Globotruncana concavata*

最北部の Diégo-Suarez 西部および南西部を占める Français 山系に露出しており，割合に薄く，海成相ばかりである。泥灰質砂岩からなる Santonian および Campanian は Maestrichtian の砂岩により被われる。Majunga 盆地最北部では恐竜を含む層厚200 m の陸成砂岩 (Santonian) は化石に富んだ石灰岩により被われる。その基底に近く層厚100 m の無化石の陸成砂岩を挟む。Narinda 湾奥にある Antonibe では全層厚は300 m に達しており，その海侵は Santonian 後期に始まつた。Majunga 付近では Santonian から

Campanian にわたる陸成砂岩は Ankazomihaboka 砂岩頁岩(50 m)・*Ceratodus* の歯を含む偽層の発達した Marovoay 砂岩 (200 m)・*Laplatasaurus madagescariensis*, *Stegosaurus madagascariensis*, *Majungasaurus crenatissimus*, *Madtsoia madagascariensis*, 亀, 鰐などを含む砂質粘土を挟む Maevarano 砂岩(250 m)などに分けられ, Maestrichtian から Danian にわたる海成の泥灰岩および石灰岩により被われる。ここでは海侵は Maestrichtian に始まり, Danian はすこしの間隙もなく第三系に続く。

Morondava 盆地では Saint André 岬から Tsiribihina 河北岸まで, 海成相ばかりで化石に富むが, その層序は完全ではない。盆地北部の Maintirano と Manambolo 河との間では砂質であるが, Manambolo 河南岸の Menabe 地方では Santonian の石灰岩および泥灰岩がよく発達しており, Campanian の砂質石灰岩を経て, Maestrichtian の石灰質砂岩に終る。盆地南部の Mangoky 河と Onilahy 河との間では海成相ばかりであるが, Santonian は陸成の砂岩に漸次移化する。海侵は Campanian に始まり, 玄武岩の多くは Santonian 上部層を被う。西海岸には厚い玄武岩があり, Majunga 盆地 (Manasamody, Bongolava, Antanimena) および Morondava 盆地 (Mailaka, Mikoboka, Analavelona, Sakondry) に広く発達しており, これらは海退期の噴出によるものである。東海岸の Mananjary と Mohanoro との間には海岸線に極く接近して化石に富んだ海成の Maestrichtian が連続的ではないが, 先カンブリア系の上に露出しており, Tamatave では時に陸成砂岩に移化する。

10) 第三系はよくは知られていない。Diégo-Suarez 地方に始まり, Ampasindava 半島を経て南部の Menarandra 河まで, 西海岸の先第三紀堆積岩系に接して海成第三系が不連続に発達する。新第三系に属するとみられる陸成層もかなりある。

始新統 Diégo-Suarez 地方では Lutetian 中期および後期の海成石灰岩が Maestrichtian 後期の陸成砂岩の上に侵入しており, 始新世終末まで同じ岩相が続く。Lutetian の石灰岩基底から *Orthophragmina colcanapi*, *Nummulites biarritzensis*, *Assilina* cf. *spira*, *Alveolina elliptica* などが得られる。Majunga 盆地では Antanimora 島から Soalala までの間始新統がよく発達する。Antonibe 半島の海成第三系は層厚 270 m で, 次のような層序が認められる。

- Bartonian の泥灰岩(80 m, *Cidaris daguini*, *Dorodicidaris acicularis*, *Procidaris schmideli*, *Nummulites carteri*)
- Lutetian 後期の石灰岩および泥灰岩(20 m, *Nummulites acutus*, *Alveolina elliptica*, *Orthophragmina archiaci*)
- Lutetsan 前期および中期の石灰岩および泥灰岩(70 m, *Nummulites atacicus*, *Assilina exponens*, *Orthophragmina archiaci*, *Actinocyclina colcanapi*, *Alveolina elliptica*, *Prenaster alpinus*)
- Ypresian の Komanjara 石灰岩(40 m, *Alveolina subpyrenaica*)
- 暁新世の石灰岩(60 m, *Brissopnteustes*, *Schizaster*)
- Maestrichtian 後期のチョーク (*Hercoglossa danica*)

Morondava 盆地では Besalampy から Maintirano までの間には暁新世の石灰岩および砂岩が不連続に露出する。また南方の Dabara 石灰岩も暁新世を示す。更に南方へ Mangoky 河に向つて始新世の石灰岩が露出しており, Onilahy 河南方の Mahafaly 石灰岩台地を形成する。Tuléar 付近の始新世石灰岩は西方へ向つて急速に泥灰岩に移化しており, その層序は次の通りである。

- 中新世の泥灰質または砂質石灰岩 (40 m, *Cyphus arenarius*)
- 石灰岩および泥灰岩(*Ostrea pelocydion*)
- Lutetian の石灰岩(*Nummulites gallensis*, *Alveolina oblonga*, *Assilina spira*, *Discocyclina* cf. *decipiens*)
- Ypresian の石灰岩(*Lithothamnium*, Milioles, *Nummulites atacicus*, *Alveolina elliptica*, *Orbitolites complanatus*, *Velates schmideli*, *Echinocyamus luciani*, *Procassidulus apianus*, *Rhyncholampas*

*pygmea*)

暁新世の石灰岩（*Pseudolithothamnium album*, *Discocyclina douvillei*, *Pentellina chalmasi*, *Hantkenia*, *Globorotalia*, Milioles)

**漸新統** Ampasindava 半島の南西にある Nosy Kalakájoro 島には Stampian の石灰岩および泥灰岩が露出しており，*Nummulites intermedius* var. *crassa* そのほかを産する。Morombe の南 50 km, 南西部海岸の Andavadoaka では層厚300 m の Aquitanian の石灰岩と層厚400 m の *Lepidocyclina*, *Miogypsina* などを含む漸新世の泥灰岩とが始新世の泥灰岩を被う。

**中新統** Diégo-Suarez の北，最北端の Bobaomby 半島に露出する中新世の石灰岩は Cenomanian に対して著るしい不整合に重なり，*Lepidocyclina* を含む，下部層は *Lepidocyclina* aff. *dilatata* の産出によつて Stampian に対比される。中部層からは *Lepidocyclina formosa* が，また上部層からは *Lepidocyclina martini*, *Conoclypeus* が産出しており，それぞれ Aquitanian と Burdigalian に対比される。Majunga 盆地での海成中新統は Mahavavy 河から Saint André 岬までの間，Mahakamby 島・Tanjona 岬・Sada 岬など各所に露出する。これらは石灰岩および泥灰岩からなり，*Operculina* cf. *complanata* var. *japonica*, *Miogypsina irregularis*, *Cyphus arenarius*, *Aturia aturi*, *Cerithium margaritaceum*, *Schizaster hova* などを産し，Burdigalian を示す。Morondava 盆地では Besalampy, Tambohorano, Maintirano などに点在しており，Tuléar の南では海抜207 m の地点に再び現われ，Mahakamby 島の動物群に酷似した動物群を含む。

11）第四系は本島全域に散在する陸成砂岩・ボーキサイト・ラテライト・河成あるいは湖成の泥灰岩などで，それらの地質年代はまだ確立されていない。

**陸成新第三系** 硅化木を含む偽層の発達した砂岩は層厚数十 m で，Majunga 盆地の海岸地帯では海成の始新統および Burdigalian の上に重なつており，鮮新世後期と推定される。高度45 m の高位段丘堆積層によつて被われる。同じく偽層の発達した砂岩は Morondava 盆地では古期段丘礫層に被われる鮮新世の粘土層の下位を占める。更に南部の Betsioky 西方および Ampanihy 南方の地域には Andranoabo 統と呼ばれる陸成の新第三系があり，粘土・粘土質砂岩・短岩などを主とし，層厚200 m に達する。この地層は結晶質岩類や Karroo 層群の上に重なり，これら岩類と始新統との間にある低地帯を埋める。また始新世の Mahafaly 石灰岩台地を東西に横切る Itombona 回廊もこの地層により被われており，化石の産出を見ない。この地層は Antanimora, Ambovombe など Androy 地方南東部に再び現われるが，層厚80～100 m で，偽層の発達した砂岩および粘土からなり，化石を産しない。

**ラテライト** 新第三紀の熱帯性湿潤な気候は長石質基盤岩類のラテライト化と堆積岩類の風化を起したものと思われる。ラテライトは非常に厚く，多くは60 m 以上で，時に 80～100 m に達し，水理地質に関し重要な役割をする。粘土質ラテライトを主とし，稀れにボーキサイトを伴なう。基盤岩類を被う粘土質ラテライトは南部には見当らないことがしばしばであり，Alaotra 湖に見られるような地溝帯では特に厚いが，高原地帯ではその表面を極く薄く被うに過ぎない。

**高原の湖成層** 火山性あるいは構造性の盆地に発達する。

**Antsirabe-Sambaina 盆地** Tananarive の南約60 km, Ambatolampy に始まり，Antanifotsy・Sambaina を経て Antsirabe に終るこの盆地は西方の Ankaratra 山塊の噴出によつてせきとめられたものである。湖成層は鮮新・洪積両統に分けられる。層厚160 m の鮮新統は Antanifotsy 盆地に特によく発達しており，亜炭を含む粘土・瀝青質頁岩・珪藻土の薄層などからなり，その基底部に近く砂・泥灰岩・石灰岩などがある。また溶岩流や火山灰を挟んでおり，その最上部は玄武岩の溶岩流に終る。*Pancium rogeri*, *Cyperus lenoblei*, *Poacites*, *Scirpus* など植物化石のほか，*Melosira italicr*, *Terpinae americana*, *Nitzschia bituminosa*, *Gomphonema parpulum* などの珪藻化石や魚鱗化石を豊富に産する。洪積統は

第2表 第四系産レムル類

| | | |
|---|---|---|
| Lemuridae | Lemurinae | *Hapalemur simus* |
| | | *Lemur (Pachylemur) insignis* |
| | Megaladapinae | *Megaladapis edwardsi* |
| | | *M. grandidieri* |
| | | *M. madagascariensis* |
| | Archaeolemurinae | *Archaeolemur edwardsi* |
| | | *A. majori* |
| | Hadropithecinae | *Hadropithecus stenognathus* |
| Indridae | | *Palaeopropithecus ingens* |
| | | *Mesopropithecus globiceps* |
| | | *M. pithecoides* |
| | | *Archaeoindris fontoyonti* |
| Daubentoniidae | | *Daubentonia robusta* |

粘土・砂・褐炭などからなり，白鉄鉱や火山灰を伴なう。*Uvaria, Carpolithus madagascariensis* など植物化石や *Anemoeonois serians, Cymbela, Gomphonema longiceps, Cyclotella kuntznigiana, Opephora martyi* などの珪藻化石を産する。またれに鰐(*Crocodilus madagascariensis*, *C. robustus*)・蒼鷺の骨を産することがある。本統の上限は主としてシネライトと呼ぶガラス質凝灰岩からなり，レムル類(第2表)・河馬(*Hippopotamus limerlei*)・象鳥(*Aepyornis hildebrandti, A. maximus, Mullerornis agilis*)などの半化石を含み，泥炭や粘土からなる沖積統に移化する。

Alaetra 盆地 Graphite 系および Vohibory 系に形成された構造盆地で，Tananarive の北東 150 km にあり，Andilamena・Alaotra・Ankay (Moramanga) の三つの凹地が北から南へならぶ。湖成層は高位段丘堆積層・中位段丘堆積層・沖積層に分けられる。海抜970 m, Alaotra 湖面上120 m の高位段丘はよく解析されており，黄色砂からなる。海抜800 m, 層厚50 m の中位段丘は砂岩や偽層の発達した砂層からなる。沖積層は砂・シルト・泥炭などからなる。断層崖の高さはすくなくとも300 m に達すると見られる。炭化した樹幹以外には化石は何も得られていないが，鮮新一洪積世に属すると推定される。Alaotra 湖はかつて Ankay 湖と連絡していた大きな湖の名残と考えてよい。

第四系と Aepyornian 本島の陸成鮮新統は第四系同様よくは知られていない。海成鮮新統は全然発見されていない。BATTISTINI は比較的若い地質時代に絶滅してしまった巨大な象鳥 (*Aepyornis*) の遺骨を含む地層に対して，Aepyornian を提唱した。象鳥の巨大な卵がそっくりそのまま見付けられることは極く稀れのことであるが，卵殻破片はしばしば見付けられる。Andranogoa では海抜 380 m のところから Aepyornian が見付けだされる。

Aepyornian 基底を示す Tatsimian 海侵では礫岩や貝殻石灰岩が堆積した。*Aepyornis* の卵殻片や *Clavator* 動物群として知られる陸生貝類を伴なう風成砂は先 Karimbolian 海退の際次第に風化して赤変した。次いで Karimbolian 海侵では Tatsimian の上に不整合に礫岩・貝殻石灰質砂岩・サンゴ石灰岩などが堆積し，*Clavator* 動物群より若い陸生貝類を伴なう。現海水準以下にある Karimbolian の石灰質砂岩には先 Flandrian 海退の際カルスト構造が発達した。Flandrian 海侵のしるしが現海水準に対して 2 m の高さに認められる。

河口の沖積統 本島の河川に発達する沖積統は特に厚く，Majunga 地方の Bonbetoka 湾で 30 m, Betsiboka 河口から60 km の Marovoay で45 m, また Fiherenana 河口から 12 km の Miary で30 m, 同河口近くで 80 m, Tuléar で100 m に達する。北部の Mahavavy 三角洲・Loza 湾・Mahajamba 湾でも相当の厚さを示す。東海岸では Rianila 河口に近い Brickaville でも 30 m

に達する。1895～1945の50年間に Betsiboka 河口は 40 m も埋められたという。

半化石群　本島各地には Itasy 湖・Antrirabe-Sambaina 盆地など既に消失してしまつた湖(Morarano, Ampasambazimba など)・湿地(Bevoha, Itampolo など)・洞窟 (Andrahomana) などがあり，化石を産出する。大型のレムル類・河馬・象鳥・鰐・亀(*Testudo abrupta*, *T. grandidieri*) などは半化石として極く最近に絶滅してしまつた。*Aepyornis* は本島の伝説に残っているという。

## VI 火山活動

火山活動および地下火山性岩石について地質時代を追つて簡単に記す。これらには広域変成作用の証拠は認められない。本島の Karroo 相当層には火山活動の証拠は見当らないばかりか，沢山ある温泉との関連も明白ではない。本島に最も近い火山活動はコモロ群島やユニオン島に認められる。

1) Ampasindava 半島の岩石 LACROIX が研究した半島南東部および Manongarivo 山塊に露出する岩石は Isalo I 層の堆積岩を貫ぬいており，半島部ではさらに Isalo III 層をも貫ぬく，Maromandia 南方ではジュラ紀後期よりは若いとされ，BESAIRIE はこれを白亜紀のものと考えた。この地方の岩石はアルカリによつて特徴づけられ，ナトリナムがカリウムに比べて常に多量にあり，硅素の量は40～70%である。ホルンブレンドカコウ岩を主とする酸性岩類・輝石閃長岩や霞石を伴なうエジリン閃長岩など中性岩類・カンラン石ハンレイ岩や霞石を伴なう essexite など塩基性岩類など多種多様である。これらは Ankaizina 地方北部の火山岩類に続くと考えられ，北部の Ambre 山の溶岩流に近縁であるが，東西両岸の白亜系とは関連がないようである。北端部の Andavakoera 地方の海成三畳系は半島部の岩石に関係のある岩類によつて貫ぬかれる。

2) Ankarimbelo のシル　東海岸の Vohipeno の西約50 km, Matitanana 河とその支流 Rienana 河との間にある Graphite 系は流紋岩・粗面岩・玄武岩などを伴なう霞石質岩類（霞石閃長岩・microessexite など）からなる多数のシルにより貫ぬかれる。N 60° W のこの方向は結晶質基盤に認められる最近の破壊の方向に一致する。その時代は多分白亜紀であろう。

3) 白亜紀後期の溶岩　本島における最初の火山岩は白亜紀後期の堆積岩と重なりあつており，そのうち最も古いものは Turonian のもので，最も若いものは Santonian のものである。Majuaga 盆地北部から Onilahy 河の南まで分布するが，Manambolo・Mangoky 両河の間にはその分布が認められない。これらの溶岩は主として玄武岩質で，流紋岩は Maintirano 地方および Besalampy 西方に極く局所的に見出されるに過ぎない。西部における白亜紀火山活動はその延長方向・均一性・溶岩の量などから見て著るしい割れ目噴出によるものと思われ，マグマの性質から見て太平洋地域のカルクアルカリ岩系の溶岩と思われる。

東海岸では Vohémar から Masoala 岬までおよび Vatomandry から Isandra 河口までの地域に西部のものと同じ型の，同時代の溶岩の噴出がある。西海岸のものとのマグマの類似や Mahanoro-Manakara 間の数地点においてそれらが Maestrichtian の堆積層によつて被われることなどからこの岩石の時代を推定することができる。北東海岸の Amboronala では凝灰岩が白亜紀後期の化石とともに発見される。岩石は玄武岩ばかりでなく，流紋岩(Vohémar, Bemarivo 河下流地域, Sakaleona 河流域)や石英安山岩 (Sakaleona 河流地域) からなる。マグマの性質は西海岩のものと同様である。東海岸の Antongil 湾から Vatomandry の間に噴出のしるしがないのは多分侵蝕または構造運動による破壊のためであろう。Tamatave, Foulpointe, Fenerive, Mananara, Rantabe, Masoala 半島などいくつかの地点で長さ 20 km, 厚さ 100 m に達し，今は失なわれてしまつた火山の出口を造つていたと思われる粗粒玄武岩のシルが無数に見付かる。東海岸の玄武岩は粗粒玄武岩の構造を示す。Moramanga 近傍, Antamponbato の大きなハンレイ岩質閃長岩の貫入岩体のような地下火山性白亜系が東海岸に見出され，その年代は Rb/Sr 法によると 86 MY である。南部の Tsivory から Mandrare 河中流に

わたる Androy 山塊は疑いなく白亜紀後期の火山活動によるもので，そのマグマの性質は東海岸のものと同様である。北部中央高原にある Tampoketsa 隆起高原は Kamoro 基盤岩類や Analamaitso 陸成下部白亜系の上に重なる玄武岩により被われることがある。

本島における白亜紀噴出はインド半島部における大噴出よりはすこし早いもので，他方 Karroo 粗粒玄武岩のシルと関連のあるジュラ紀基底を示すと思われる Drakensberg 玄武岩の溶岩より後のものである。

4) 新生代の火山活動　白亜紀の噴出に比べて新生代のものは量もすくなく，マグマの均一もなければ，地理的な類似もない。噴出年代はよく判つていないが，その多くは結晶質基盤の上に噴出する。Ambre 山および Bobaomby 山塊だけは堆積岩系と接する。このほか，Ankaizina・Soratra・Ankarimbele・Itasy・Ankaratra・Takarindaha など諸山塊や Alaotra 地溝には小規模ながら複雑な噴出体がある。北端部の Ambre 岬では Bobaomby 山塊の玄武岩質溶岩および凝灰岩が Aquitanian の海成層と互層する。またAmbre 山は Senonian 以前の流紋岩および粗面岩の噴出から続いた長い歴史を示しており，玄武岩の噴出は Bobaomby 溶岩と同時代である。第四紀のものは主として玄武岩質で，これにより現在の山容が形成された。

5) 白亜紀噴出岩を太平洋型岩石系に帰することは地質構造の破壊がかなりの深さに影響を与えたことを示すものである。東海岸および Alaotra 湖の ankaratrite は不安定な状態が長期にわたつて続いたことを示す。そのほかの火山岩はアルカリ岩系またはカルクアルカリ岩系の大西洋型岩石系に属す。これら最近の火山活動の確かな年代は知られていない。

### VII 最近の地殻運動

最近の地殻運動は堆積岩地域ばかりでなく先カンブリア紀基盤岩類に対しても影響を与えた。先カンブリア紀基盤岩類の西側を占める堆積岩系の幅は僅かで，Morondava 盆地の Tsibirihana 河口 Belo 付近ではその幅は110 km である。Saint André 岬褶曲軸は 200 km 内陸で，Ambohipaky 地方および Bekodoka ドームにおいて基盤岩類を露出させた。Majunga 盆地の堆積岩系は 160 km も内陸にあり，基盤岩系は海岸に沿つてかなり地表に近ところにあるという。Morondava 盆地における地球物理探査によれば，先カンブリア系の深さは Berevo で2800 m, Belo で6500 m, 平均 5000 m である。Majunga 盆地でもほぼ同じ値を示す。基盤岩類が堆積物の地質構造に対し重要な役割りをしていることは明白である。

本島の堆積物は殆ど水平である。傾斜は海岸に向つて 3°～5° で，時に 2°，稀れに 10° に達することがある。Sakamena 層群は Sakoa 層群の上に，Isalo 層群は Sakamena 層群の上にそれぞれ不整合の関係にある。東傾斜のところが稀れにあり，断層も沢山認められる。先カンブリア系が変成岩類の下にあると信じられる。

マダガスカル石油会社が行なつた地球物理探査は盆地の単斜構造と一致しない異常を明らかにした。Karroo 層群から第三系までの堆積物に断層の影響を認めた。断層はみな伸張力によるもので，鉛直方向の応力は常に水平方向のものを越える。断層の長さはかなりのもので，その落差は著るしく，堆積物の中では断層の方向はほぼ一定である。断層と断層の間では地層の傾斜角は僅かで，一定しており，褶曲もごく僅かである。古い基盤が堆積物の構造に影響を与えたものと考えられる。

Morondava 盆地は中でも最もよく調べられており，長さ800 km にわたり，最大幅240 km に達する。断層には2方向のものがあり，結晶質基盤にある2つの大きな破壊の方向とよく一致する。

1) いわゆる東海岸方向は Fort-Dauphin と Foulpointe の間の東海岸の一般方向，N 20°E に平行である。重力の異常な増加により，その存在が確かめられた破壊の方向とも一致する。これはまた Fenerive, Mananara, Rantabe など東海岸各地や Alaotra 湖地溝そのほかの大きな粗粒玄武岩シルの方向でもある。2) いわゆる‘Bongolava’方向は Bongolava の崖によつて特徴づけられており，N20°W を示し，東岬から Vohémar までの北東海岸の方向に一致する。これは

Antongil 湾や Tuléar 断層など基盤の破壊に認められる著るしい方向でもある。

西海岸の堆積物には南北方向の小破壊があるが，Morondava 盆地の北半部ではその多くは'Bongolava'方向をとるのに対して，南半部では東海岸方向をとる。結晶質岩類に影響を与えた断層は地球物理学的異常をよく説明しており，沈降や上昇を繰りかえした断層地塊の連続があり，上昇地塊と境を接する凹地には堆積物が厚く堆積した。Manera を通る断面によると，東部の結晶質岩類に続く Karroo 凹地は Vohidolo 山脈によつて二つの凹地に分けられ，その東部凹地では Karroo 相(Sakoa 層群～Isalo I 層)は 7000 m，西部凹地では Sakamena 層群～Isalo II 層は9000 m に達する。西に傾斜する Ilovo 断層は Karroo 凹地の西縁を限つており，Sakoa から Menabe まで南北に数百 km 続く。Manera 試錐は三畳紀～白亜紀前期を示す海成相の存在を明らかにし，相の変化が著るしかつたことを示す。Tuléar および Andavadoaka での試錐は地塊が異なつた時代に沈降したことを明らかにしており，Tuléar では Senonian の厚さは 1000 m であるが，Andavadoaka では 2300 m に達しており，始新世以降の地層は 950 m である。

Morondava 盆地の断層は時代を異にするもので，その多くは始新世以後のものである。その多くは今日なお活動しており，この破壊は著るしく多様で，小規模な海退や海侵をよく説明するものである。Majunga 盆地では物理探査によると結晶質岩類は深さ3000～4000 m にあり，Marovoay から Majunga まで盆地の軸に沿つて深さは3500～7000 m に達する。堆積岩系の傾斜は盆地の中心に向つて 3°～5° で，Kamoro 橋に近い Ambondromamy 断層によつて境される先カンブリア系の方向は Majunga 盆地の方向に似て，殆んど円形盆地を示しているようである。同心的の断層系もいくつか見付けられており，SE-NW に走る横断断層もある。BESAIRIE によればモザンビーク海峡は二畳紀中期に開かれて以来，不安定帯を形成していたという。

先カンブリア系基盤には多数の破壊が認められる。東海岸における白亜紀の割れ目噴火は東海岸方向 (N 20°E) およびこれと殆んど直行する N60°W 方向の破壊に関係あるもので，この網目状構造は粗粒玄武岩シルの形態からも推測することができる。東海岸は玄武岩溶岩より若い大破壊帯を形成しており，Maestrichtian の海侵による沈降帯の跡を残す。北東海岸 (Antongil 湾) は'Bongolava'方向 (N 20°W) に沿つた同時代の沈降帯である。湖成層により埋められた内陸の Alaotra 湖地溝は東海岸方向に平行しており，その落差は350 m である。南方の Ankay 凹地は殆んど南北を示し，火山起源であるが，Antsirabe-Sambaina-Antanifotsy 湖成盆地には断層が著るしくよく発達する。Ankaratra 火山系は南北の破壊の規模が大きかつたことを示す。Ankaizina 凹地・Sambirano 谷・Andrafainkona 凹地など長方形に近い火山起源の小凹地は地殻の破壊によつて形成されたものである。

**最近の地殻運動の概略** Morondava 盆地では二畳紀前期に Karroo 相の堆積物として Sakoa 層群が堆積し，二畳紀中期に *Vohitolia* 石灰岩の堆積がこれに続いた。これが本島西部での最初の海侵である。これらの堆積物は地殻変動を受け，その上に Sakamena 層群の海成相に続く陸成相が不整合に重なつた。破壊が所々に生じ，二畳紀後期から三畳紀前期にかけて Karroo 凹地と Vohidolo 隆起によつて特徴づけられる褶曲を生じた。厚い陸成の Isalo I 層(三畳紀中期および後期)が Sakamena 層群の上に不整合に重なり，陸成の Isalo II 層(ジュラ紀前期)がこれに続いたが，Karroo 凹地での堆積は衰えた。破壊は更に続いたが，強度は弱わまつたようである。Isalo III 層(ジュラ紀中期)は海成相となり，不整合は著るしくない。Karroo 凹地の西部 (Ilavo 断層の西側) では堆積物は今も水平であるが，断層がしばしば起つており，そこには三畳紀から始新世にわたる海成層が堆積した。

**ゴンドワナ大陸の問題** 南半球の地質家達は南アフリカ・インド半島部・南極大陸・オーストラリア・南アメリカ・マダガスカルなどが二畳紀の初めには陸続きであつたという，ゴンドワナ大陸の存在を支持していたが，A. WEGENER の大陸移動説は当時の学界で議論のまとであつた。大洋

底山脈についての知識はまだ充分ではないけれども，大西洋中央海嶺は中でも最もよく知られたものである。本島の東1600 km のところを走る Carlsberg 海嶺は海底起伏の大構造の一つであり，大西洋中央海嶺の延長は本島の南東ほぼ同距離のところにある。古地磁気についての最近の研究は大陸移動説を復活させ，マントル対流説は WEGENER の説に欠けていた原動力をこれに与えたのである。

本島での最初の海侵は二畳紀中期の最末期(Sakoa 層群) および二畳紀後期の初頭 (Sakamena 層群) に起つた。モザンビーク海峡はその頃既に存在しており，本島はアフリカ大陸から多少とも分離していたようである。海成相は三畳紀の最末期(Isalo I 層)から Lias (Isalo II 層) までそれほど重要ではなかつた。これは南アフリカにおける大火山活動の時期でもあり，本島には火山活動はまだ及んでいなかつた。Bajocian には Isalo III 層に見るように海成相が広く発達した。Karroo 相はジュラ紀後期まで存続したところもあつたが，この時代に海成層の大発達を見たのである。特に Majunga 盆地では陸成層が白亜紀まで経続した。この時期に強力な割れ目噴火が東西両岸に沿つて起り，この火山活動はインド半島部の巨大な噴出に先きだつものであつた。インド洋をとりまく各地における地質現象を比較することは本問題について最も確からしい回答を見付けだすのに欠くことのできないことである。マダガスカルはゴンドワナ大陸の一部であつたに相違ない。

## おわりに

マダガスカルへ渡航する機会を作つて下さつた東京農業大学近藤典生教授を始めとして筆者と行をともにした調査隊諸氏に対し深く感謝する次第である。

(1975年2月24日受理)

## 協 会 記 事

**役員・評議員候補推薦委員会**（昭和49年12月10日）第１回

出席者：鶴瀬良明・神山貞一・佐藤　茂・佐藤　久・諏訪　彰・藤本治義・五條英司・中野猿人・尾留川正平・鞠子正委員，斎藤理事連絡員

議　事：候補者推薦につき運行の予定他を決めた。

**編集委員会**（昭和49年12月20日）

出席者：矢沢委員長，安斎・川上・佐藤　正・佐藤　久・諏訪・中村・前島委員

議　事：地学雑誌第84巻２号以降の編集について審議した。

**役員・評議員推薦委員会**（第２回，昭和49年12月24日）

出席者：藤本委員長，鶴瀬・神山・佐藤(茂)佐藤(久)・諏訪・五條・中野・鞠子委員，連絡　斎藤理事

議　事：役員・評議員候補者を推薦決定した。

**理事会**（昭和50年１月21日）

出席者：坪井会長，保柳副会長，川上・斎藤・西川理事，木内監事

議　事：

1. 正会員として，竹内常行氏の入会を受理した。
   正会員浅井治平，新島良三，田中啓爾，桝田一二（以上逝去）
   河野数幸・木戸照比古・向井俊明・内藤好文・吉村豊文諸氏の退会を受理した。
2. 次の総会前後までの会議日程を次の通り予定した。
   ３月18日　理事会（第５回）
   ４月22日　理事会（第６回）
   ５月10日　評議員会（第２回）
   ５月24日　通常総会（第96回）
   ５月24日　講演会
   ５月24日　評議員会（50年度第１回）
3. 会費滞納者について
   正会員の滞納１ケ年で督促しても納入なき場合は，入金あるまで地学雑誌の送本を中止することを決めた。

**編集委員会**（昭和50年１月24日）

出席者：矢沢委員長，諏訪・中村・前島委員

議　事：地学雑誌第84巻２号の編集について審議した。

**編集委員会**（昭和50年２月17日）

出席者：矢沢委員長，安斎・井上・川上・高崎・中村・前島委員

議　事：地学雑誌第84巻２号の編集および第３号以降の編集について審議した。

**役員・評議員選挙管理委員会**（昭和50年４月９日）

出席者：諏訪　彰，五條英司，鞠子　正連絡員，斎藤理事

1. 昭和50年度役員，評議員選挙投票用紙の開票を実施した。

**行事委員会**（昭和50年４月９日）

出席者：町田委員長，西川・佐藤　茂委員

議　事：講演会実施について講師その他を決めた。

**日本地学史資料調査委員会**（昭和50年４月19日）

出席者：小林委員長，岡山・諏訪・今井委員

議　事：今後の計画について審議した。

**理事会**（昭和50年４月23日）

出席者：坪井会長，坂本・保柳副会長，川上・斎藤・西川理事

1. 役員，評議員選挙の開票結果の報告があつた。
2. 東亜地質鉱産誌委員会の事後処理は，同委員会の業務終了を受けた後に，考えることにした。
3. ５月24日開催の講演会の計画を了承した。
4. 昭和49年度会計収支決算の数値につき報告があつた。
5. 昭和50年度会計収支予算案を策定した。
6. ５月24日開催の通常総会に，辻村太郎会員を名誉会員に推薦を提起することにした。

7. 5月10日開催の評議員会の議案を策定した。

**編集委員会**（昭和50年4月25日）

出席者：矢沢委員長，安斎・川上・佐藤(久)・諏訪，中村，山本各委員

議　事：

1. 地学雑誌第84巻第3号以降の編集について審議した。

**評議員会**（昭和49年度第2回，昭和50年5月17日）

出席者：岩生周一，坂本峻雄，斉藤正次，西川　治，保柳睦美，前島郁雄，湊　秀雄，矢嶋澄策他に委任状23名，木内信蔵監事

議　事：

1. 東亜地質鉱産誌編集委員会の現況，および伊能忠敬記念出版物の寄贈状況につき報告があった。
2. 次の正会員入会を承認した。

入会：坂口重雄，吉野正敏，安田喜憲，米田　巌，赤木祥彦，太田一也，竹内常行，荒巻　孚

退会：秋岡武次郎，田中啓爾，桝田一二，浅井治平，新島良三（以上逝去）酒井軍次郎，河野数幸，吉村豊文，臼井俊明，内藤好文，木戸照比古，渡辺信雄

3. 昭和49年度通常総会議題につき，理事会原案を承認した。

**講演会**（昭和50年5月24日）

石油健保会館において「活断層について，特に地震との関係」講師松田時彦君の講演があった，参加者72名

**通常総会**（昭和49年度第96回，昭和50年5月24日）於，石油健保会館

出席者：坪井会長ほか258名（委任状203名）

議　事：

1. 昭和49年度事業報告および会計収支決算について質疑応答の上にこれを承認した。
2. 昭和50年度事業計画として地学雑誌の発行，地学講演会開催，地学振興などの行事をほぼ前年度の規模で実施することとし会計収支予算を原案通り承認した。
3. 賛助会員費「3,000円」を昭和50年度より10,000円に変更することを可決した。
4. 正会員辻村太郎君を，名誉会員に推薦することを満場一致で可決した。
5. 昭和49年3月実施した選挙に基き，次の諸君をそれぞれ新たに選任した。

会長：坪井誠太郎

監事：岡山俊雄

評議員：

石岡孝吉，磯見　博，大杉　徹，河野義礼，岸本　実，倉持文雄，佐藤光之助，末野貞六，虎岩達夫，中野猿人，藤本治義，正井泰夫，矢沢大二，吉田新生，渡部景隆

**評議員会**（昭和50年度第1回，昭和50年5月24日）於，地学協会

出席者：坪井会長，小林貞一，三土知芳名誉評議員

有田忠雄，石岡孝吉，岩生周一，尾崎　博，川上喜代四，岸本　実，倉持文雄，斉藤正次，佐藤光之助，末野悌六，虎岩達夫，中野猿人，西川　治，藤本治義，保柳睦美，町田　貞，湊　秀雄，森本良平，矢沢大二，渡部景隆評議員，22名他委任状によるもの13名計33名，岡山監事

議　事：役員を次の通り互選した。

副会長，末野悌六，保柳睦美

理　事，川上喜代四，西川　治，岩生周一，尾崎　博，矢沢大二

**編集委員会**（昭和50年5月30日）

出席者：矢沢委員長，井上，佐藤　正，高崎，中村和郎，前島，前田各委員

議　事：地学雑誌第84巻第5号以降の編集について審議した。

**理事会**（昭和50年6月4日）

出席者：坪井会長，末野，保柳副会長，岩生，尾崎，川上，西川，矢沢理事，岡山，山内，木内(旧)監事

議事：

1. 坪井会長の方針を表示された。
2. 理事各分掌を次の通り決めた。

庶務，川上理事，岩生理事

会計，尾崎理事，岩生理事

編集，矢沢理事

3. 各委員長を次の通り選出した。

行事委員長：西川理事

編集委員長：矢沢理事

## 昭和49年度（第96回）収支計算書

昭和49年4月1日から昭和50年3月31日まで　昭和50年5月24日通常総会

### 貸借対照表　昭和50年3月31日現在

| 借方 摘要 | 金額 | 貸方 摘要 | 金額 |
|---|---|---|---|
| 固定資産 | 円 | 基金 | 円 |
| 土地建物 | 9,001,265 | 基金 | 3,500,000 |
| 機械及設備什器備品 | 2,624,497 | 運用資金 | |
| 図書 | 706,113 | 会館敷金 | 6,640,000 |
| 有価証券 | 200,000 | 預り金 | 871,165 |
| 流動資産 | | 退職給与積立金 | 1,705,350 |
| 預金及現金 | 9.866,003 | 未払金 | 657,091 |
| 現金 23,380 | | 積立金 | |
| 預金 9.842,623 | | 敷金返還準備金 | 6,273,623 |
| 受託頒布図書在高 | 116,450 | 事業復興資金 | 265,209 |
| | | 別途積立金 | 1,100,000 |
| | | その他積立金 | 187,946 |
| | | 剰余金 | 1,313,944 |
| | | 本年度剰余金 962,354円 | |
| | | 前年度剰余金 351,590円 | |
| 合計 | 22,514,328 | 合計 | 22,514,328 |

### 財産目録　昭和50年3月31日現在

| 科目 | 前年度末在高 | 49年度末在高 | △<br>比較増減額 |
|---|---|---|---|
| 資産の部 | 円 | 円 | 円 |
| 固定資産 | | | |
| 土地建物 | 9,001,265 | 9,001,265 | |
| 什器備品 | 2,624,497 | 2.624,497 | |
| 図書 | 706,113 | 706,113 | |
| 有価証券 | 200,000 | 200,000 | |
| 固定資産計 | 12,531,875 | 12,531,875 | |
| 流動資産 | | | |
| 現金 | 24,461 | 23,380 | △ 1,081 |
| 預金 | 9,758,694 | 9,842,623 | 83,929 |
| 普通預金 | 2,281,614 | 3,208,666 | 927,052 |
| 第一勧業銀行 | 2,066,761 | 2,966,681 | 899,920 |

| 科目 | 前年度末在高 | 49年度末在高 | △<br>比較増減高 |
|---|---|---|---|
| 三菱銀行 | 214,853 | 241,985 | 27,132 |
| 定期預金 | 2,394,211 | 1,218,953 | △ 1,175,258 |
| 第一勧業銀行 | 2,394,211 | 1,218,953 | △ 1,175,258 |
| 貸付信託 | 4,340,000 | 5,040,000 | 700,000 |
| 住友信託 | 2,100,000 | 2,600,000 | 500,000 |
| 安田信託 | 2,240,000 | 2,440,000 | 200,000 |
| 金銭信託 | 254,284 | 249,173 | 5,111 |
| 住友信託 | 135,040 | 132,323 | 2,717 |
| 安田信託 | 119,244 | 116,850 | △ 2,394 |
| 振替預金 | 488,585 | 125,831 | △ 362,754 |
| 受託頒布図書在高 | 107,329 | 116,450 | 9,121 |
| 流動資産計 | 9,890,484 | 9,982,453 | 91,969 |
| 資産合計 | 22,422,359 | 22,514,328 | 91,969 |
| 負債の部 | 円 | 円 | 円 |
| 会館敷金 | 6,640,000 | 6,640,000 | |
| 退職給与積立金 | 1,705,350 | 1,705,350 | |
| 預り金 | 857,261 | 871,165 | 13,904 |
| 未払金 | 689,140 | 657,091 | △ 32,049 |
| 伊能忠敬特別会計 | 852,240 | 0 | △ 852,240 |
| 負債合計 | 10,743,991 | 9,873,606 | △ 870,385 |
| 差引正味資産 | 11,678,368 | 12,640,722 | 962,354 |

## 昭和49年度（96回）収支計算書

昭和49年4月1日から昭和50年3月31日まで

| 科目 | 予算額 | 決算額 |
|---|---|---|
| 収入の部 | 円 | 円 |
| 1. 会費収入 | 775,500 | 767,570 |
| 正会員 | 724,500 | 726,570 |
| 賛助会員 | 51,000 | 41,000 |
| 2. 基本財産収入 | 9,875,000 | 10,145,271 |
| 基本財産利子 | 320,000 | 401,389 |
| 会館収入 | 9,555,000 | 9,743,882 |
| 常時貸室料 | 8,555,000 | 8,754,112 |
| 臨時貸室料 | 630,000 | 746,570 |
| 管理共通費収入 | 375,000 | 243,200 |
| 3. 運用財産収入 | 226,000 | 107,486 |
| 利子収入 | 226,000 | 107,486 |
| 4. 印刷物収入 | 4,500,000 | 7,551,237 |
| 地学雑誌収入 | 820,000 | 963,295 |
| 受託頒布図書収入 | 3,690,000 | 6,587,942 |
| 5. 雑収入 | 28,000 | 42,279 |
| 広告料収入 | 18,000 | 0 |
| 雑入 | 10,000 | 42,279 |
| 6. 前年度剰余金繰入 | 351,590 | 0 |
| 合計 | 15,756,090 | 18,613,843 |

| 科目 | 予算額 | 決算額 |
|---|---|---|
| 支出の部 | 円 | 円 |
| 1. 事務費 | 8,653,000 | 8,569,958 |
| 人件費 | 5,631,000 | 5,831,556 |
| 俸給給料 | 3,376,000 | 3,561,504 |
| 諸手当 | 1,779,000 | 1,845,482 |
| 謝金 | 40,000 | 40,000 |
| 福利厚生費 | 416,000 | 384,000 |

| 科　　目 | 予算額 | 決算額 |
|---|---|---|
| 事務所費 | 3,022,000 | 2,738,402 |
| 消耗品費 | 200,000 | 169,032 |
| 印刷費 | 155,000 | 144,300 |
| 火災保険料 | 30,000 | 27,940 |
| 修繕費 | 150,000 | 132,640 |
| 役務費 | 360,000 | 221,800 |
| 旅費交通費 | 70,000 | 43,580 |
| 通信運搬費 | 260,000 | 260,279 |
| 水道光熱費 | 250,000 | 258,481 |
| 租税公課 | 970,000 | 969,300 |
| 会議費 | 282,000 | 229,630 |
| 備品費 | 150,000 | 83,350 |
| 雑費 | 150,000 | 198,070 |
| 2. 事業費 | 7,012,000 | 9,081,531 |
| 地学雑誌出版費 | 4,130,000 | 4,271,820 |
| 編集費 | 750,000 | 773,880 |
| 印刷製本費 | 3,080,000 | 3,242,350 |
| 発送費 | 300,000 | 255,590 |
| 受託頒布図書事業費 | 2,232,000 | 4,607,441 |
| 図書室費 | 200,000 | 102,050 |
| 図書整備費 | 100,000 | 96,800 |
| 図書購入費 | 100,000 | 5,250 |
| 地学振興費 | 100,000 | 0 |
| 講演会費 | 100,000 | 29,000 |
| 調査研究費 | 100,000 | 34,700 |
| 地学功労者表彰費 | 50,000 | 0 |
| 地学クラブ費 | 100,000 | 36,520 |
| 3. 予備費 | 91,000 | 0 |
| 合　計 | 15,756,090 | 17,651,489 |
| 差引剰余金 | | 962,354 |

**剰余金処分案**

| | |
|---|---|
| 本年度収入高 | 18,613,843円 |
| 同　支出高 | 17,651,489〃 |
| 差引剰余金 | 962,354〃 |
| 前年度繰越剰余金 | 351,590〃 |
| 当期未処分剰余金 | 1,313,944〃 |

剰余金処分

| | |
|---|---|
| 昭和49年度収支差引未処分剰余金 | 1,313,944円 |
| 積立金（その他積立金の分）取崩し金 | 187,946〃 |
| 合　計 | 1,501,890〃 |

これを次の通り処分する。

| | |
|---|---|
| 退職給与積立金 | 300,000円 |
| 別途積立金 | 500,000〃 |
| 翌年度(昭和50年度)へ繰越 | 701,890〃 |

## 昭和50年度（第97回）収支予算書

社団法人　東京地学協会

| 科　　目 | 前年度予算額 | 予算額 | △<br>比較増減額 |
|---|---|---|---|
| 収入の部 | 円 | 円 | 円 |
| 1. 会費収入 | 775,500 | 780,000 | 4,500 |
| 正会員 | 724,500 | 729,000 | 4,500 |
| 賛助会員 | 51,000 | 51,000 | |
| 2. 基本財産収入 | 9,875,000 | 9,974,000 | 99,000 |
| 基本財産利子 | 320,000 | 455,000 | 135,000 |
| 会館収入 | 9,550,000 | 9,519,000 | △ 31,000 |
| 常時貸室料 | 8,550,000 | 8,550,000 | |
| 臨時貸室料 | 630,000 | 750,000 | 120,000 |
| 管理共通費収入 | 375,000 | 219,000 | △ 156,000 |
| 3. 運用財産収入 | 226,000 | 120,000 | △ 106,000 |
| 利子収入 | 226,000 | 120,000 | △ 106,000 |
| 4. 印刷物収入 | 4,500,000 | 6,822,000 | 2,322,000 |
| 地学雑誌収入 | 810,000 | 1,050,000 | 240,000 |
| 受託頒布図書収入 | 3,690,000 | 5,772,000 | 2,082,000 |
| 5. 雑収入 | 28,000 | 28,000 | |

| 科目 | 前年度予算額 | 予算額 | 比較増減額 |
|---|---|---|---|
| [illegible]入 | 28,000 | 28,000 | |
| 雑収入 | 10,000 | 10,000 | |
| 4. 前年度剰余金繰入 | 352,590 | 702,890 | 350,300 |
| 合計 | 15,756,090 | 18,425,890 | 2,669,800 |

| 科目 | 前年度予算額 | 予算額 | 比較増減額 |
|---|---|---|---|
| 支出の部 | 円 | 円 | 円 |
| 1. 事務費 | 8,653,000 | 9,114,000 | 461,000 |
| 人件費 | 5,631,000 | 5,924,000 | 293,000 |
| 俸給給料 | 3,376,000 | 3,609,000 | 233,000 |
| 諸手当 | 1,799,000 | 1,885,000 | 86,000 |
| 賞金 | 40,000 | 40,000 | |
| 福利厚生費 | 416,000 | 390,000 | △ 26,000 |
| 事務所費 | 3,022,000 | 3,190,000 | 168,000 |
| 消耗品費 | 200,000 | 200,000 | |
| 印刷費 | 150,000 | 150,000 | |
| 火災保険料 | 30,000 | 30,000 | |
| 修繕費 | 150,000 | 150,000 | |
| 役務費 | 360,000 | 280,000 | △ 80,000 |
| 旅費交通費 | 70,000 | 50,000 | △ 20,000 |
| 通信運搬費 | 260,000 | 260,000 | |
| 水道光熱費 | 250,000 | 270,000 | 20,000 |
| 租税公課 | 970,000 | 1,310,000 | 34,000 |
| 会議費 | 282,000 | 240,000 | △ 42,000 |
| 備品費 | 150,000 | 100,000 | △ 50,000 |
| 雑費 | 150,000 | 150,000 | |
| 2. 事業費 | 7,012,000 | 9,225,000 | 2,213,000 |
| 地学雑誌出版費 | 4,130,000 | 4,515,000 | 385,000 |
| 編集費 | 750,000 | 805,000 | 55,000 |
| 印刷製本費 | 3,080,000 | 3,355,000 | 275,000 |
| 発送費 | 300,000 | 355,000 | 55,000 |
| 受託頒布図書事業費 | 2,232,000 | 4,060,000 | 1,828,000 |
| 図書室費 | 200,000 | 200,000 | |
| 図書整備費 | 100,000 | 100,000 | |
| 図書購入費 | 100,000 | 100,000 | |
| 地学振興費 | 100,000 | 100,000 | |
| 講演会費 | 100,000 | 100,000 | |
| 調査研究費 | 100,000 | 100,000 | |
| 地学功労者表彰費 | 50,000 | 50,000 | |
| 地学クラブ費 | 100,000 | 100,000 | |
| 3. 予備費 | 91,090 | 86,890 | △ 4,200 |
| 合計 | 15,756,090 | 18,425,890 | 2,669,800 |

| | | |
|---|---|---|
| 地学雑誌 第807号 | 昭和50年6月20日印刷<br>昭和50年6月25日発行 | |
| 編集兼発行者 | 矢沢　大二 | |
| 印刷所 | 一ツ橋印刷株式会社<br>東京都品川区上大崎3-12-15 | |
| 発行所 | 社団法人 東京地学協会<br>東京都千代田区二番町12の2<br>郵便番号 102<br>電話 東京(261)0809番<br>振替口座 東京66278番 | |

## 東京地学協会取扱い出版物

### $\frac{1}{5万}$ 地質図説明書付き（除△印）

各 460円 〒165円

上松
今治西部
伊予三崎
岩館
渡島小島
飫肥
蟹田
串本
小清水
小泊
垂水
妻籠
都井岬
西方
八丈島
春立
東茂住
敏音知
幌加内
本岐
神子元島
三日市
焼尻島
湯本
吉野山

各 600円 〒165円

赤穂
阿寒湖
秋葉山
足尾
厚田
阿仁合
網走
虻田
荒島岳
飯田
伊万里
岩内
羽前金山
宇部
宇部東部
内の浦
襟裳岬
遠別
大江山
大垣
大迫
大畑
近江長浜
大村
奥津
鬼鹿
尾花沢
小浜
雄冬
渡島大島
海南
蠣ノ浦
加子母
金木
加治木
鹿屋
釜石
上里
上猿払
唐津
冠島
霧島山
北見
鞍岡
甲府
小口瀬戸
国分
国領
昆布森
佐用
猿留
塩尻
志布志
城端
周匝
須坂
砂川
諏訪
川内
鷹巣
田沢湖
但馬竹田
達布
田並
太良鉱山
丹後由良
近川
智頭
月形
土淵
都農
当別
動木
苫前
富高
富山
那智
男体山
仁位
西徳富
沼田
根雨
鋸崎
羽島
初浦
羽幌
浜益
美幌
碇岳
肥前高島付野母崎
日奈久
日向青島
平戸
弘前
肥前江ノ島
深浦
船津
幌泉
母衣月
三島
三田井
三厩
森吉山
門別
焼石岳
米子
呼子
陸中野田
留萌
涌谷
若柳

各 890円 〒165円

大屋市場
草津
五所川原
田老
津山東部
徳舜瞥
人首
妹背牛
△横田

850円 〒165円
山形市北部地質図

各 1,390円 〒225円

磯浜
魚津
臼杵
川尻
金華山
久遠
五城目
竹貫
那珂湊
陸奥川内
米内沢

各 1,510円 〒225円

大嶺
飛騨古川

各 2,390円 〒350円

蓼科山
浜松

| 各 〒195円 | | |
|---|---|---|
| 赤碕・大山 | 1組 | 600円 |
| 芦辺・勝本・郷ノ浦 | 〃 | 600円 |
| 大槌・霞露岳 | 〃 | 600円 |
| 大間・佐井 | 1組 | 600円 |
| 鳥取南部・鳥取北部 | 〃 | 600円 |
| 阿田和・新宮 | 1組 | 890円 |
| 伊予高山・八幡浜 | 〃 | 890円 |
| 掛塚・見付 | 〃 | 890円 |
| 邑知潟・虻ガ島 | 〃 | 890円 |

# 地學雜誌

# JOURNAL OF GEOGRAPHY

Vol. 84, No. 4 (808), 1975



目　　次



## CONTENTS



**TOKYO GEOGRAPHICAL SOCIETY**
(TOKYO CHIGAKU KYOKAI)
*Founded in 1879*
Nibancho, Chiyoda-ku, Tokyo

# 東京地学協会取扱い出版物

**1/50万 地質図** 各 〒 135円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 東京 | 890 | 金沢 | 1,280 |
| 八丈島 | 500 | 岡山 | 1,280 |
| 奄美大島 | 500 | | |

**1/20万 地質図** 各 〒 135円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 石巻 | 440 | 深浦 | 620 |
| 大分 | 440 | 松山 | 620 |
| 男鹿島 | 440 | 宮津 | 620 |
| 唐津 | 440 | 稚内 | 620 |
| 高知 | 440 | 岩内 | 870 |
| 野辺地 | 440 | 天塩 | 870 |
| 羽幌 | 440 | 広尾 | 870 |
| 輪島 | 440 | 尻屋崎 | 870 |
| 青森 | 620 | 鳥取 | 1,140 |
| 網走 | 620 | 北見 | 1,140 |
| 伊良湖岬 | 620 | 剣山 | 1,140 |
| 酒田 | 620 | 斜里 | 1,140 |
| 新庄 | 620 | 留萌 | 1,140 |
| 標津 | 620 | 帯広 | 1,310 |
| 苫小牧 | 620 | 豊橋 | 1,310 |
| 七尾富山 | 620 | 知床岬 | 1,310 |
| 根室 | 1,140 | | |

各 〒 165円

| | | |
|---|---|---|
| 1/200万 | 日本地質図 | 1,090 |
| 1/200万 | 日本温泉分布図 | 1,280 |
| 1/200万 | 日本変成相図 | 700 |
| 1/200万 | 日本の火山 | 1,490 |
| 1/200万 | 日本炭田図 | 890 |
| 1/200万 | 日本鉱床生成図 (14) | 720 |
| 1/200万 | 日本鉱床生成図 (15) | 940 |
| 1/ 20万 | 中部地方領家帯 | 2,100 |
| 1/ 50万 | 後期新生代地質構造図東京 | 1,280 |
| 1/ 50万 | 地質構造図秋田 | 1,090 |
| 1/2万5千 | 佐世保北部 | 1,090 |
| 1/2万5千 | 生駒山地西麓部 | 830 |
| 1/2万5千 | 鬼首 | 830 |
| 1/ 10万 | 石狩沖積低地 | 1,240 |
| 1/ 50万 | 第四紀地殻変動図近畿 | 1,580<br>〒 195 |

| | |
|---|---|
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 I | 610 |
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 II | 590 |
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 III | 560 |
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 IV | 1,490 |

**1/7万5千 地質図** 説明書付き 各 〒 165円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 鬼首 | 620 | 徳島 | 620 |
| 高松 | 620 | 勿来 | 620 |

各 〒 195円

| | | |
|---|---|---|
| 日本油田ガス田図(I) | 背山奥 | 820 |
| 日本油田ガス田図(II) | 横浜 | 820 |
| 日本油田ガス田図(III) | 横須賀 | 820 |
| 日本油田ガス田図(VII) | 魚沼 | 3,410<br>〒350 |
| 日本油田ガス田図(VIII) | 本宿 | 1,510 |
| 日本油田ガス田図(IX) | 七谷 | 820 |
| 日本油田ガス田図(X) | 茂原 | 2,140 |
| 日本油田ガス田図(XI) | 佐渡 | 1,510 |

| | | |
|---|---|---|
| 日本水理地質図(I) | 木曽川左岸・矢作川・豊川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(IV) | 山梨県釜無川および笛吹川流域 | 650 |
| 日本水理地質図(V) | 香東川・土器川・財田川流域 | 650 |
| 日本水理地質図(VI) | 愛媛県金生川・加茂川・中山川・重信川流域 | 650 |
| 日本水理地質図(VII) | 千葉西部 | 650 |
| 日本水理地質図(VIII) | 奈良県大和川流域 | 650 |
| 日本水理地質図(X) | 関東平野北西部 | 650 |
| 日本水理地質図(XI) | 長野県松本盆地 | 650 |
| 日本水理地質図(XII) | 兵庫県南西部 | 840 |
| 日本水理地質図(XIII) | 佐賀・福岡県筑後川中流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XV) | 都城盆地 | 840 |
| 日本水理地質図(XVI) | 仙台湾臨海地域 | 840 |
| 日本水理地質図(XVII) | 高知県・鏡川・国分川および物部川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XVIII) | 福岡・大分山国川および駅館川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XIX) | 熊本県白川および黒川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XX) | 鳥取県日野川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XXI) | 福岡県矢部川中流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XXII) | 山梨・長野県釜無川上流域 | 1,110 |
| 日本水理地質図(XXIII) | 長野・群馬県湯川および吾妻川流域 | 1,390 |
| 日本水理地質図(XXIV) | 長野県千曲川中流域 | 1,390 |

| | | |
|---|---|---|
| 空中磁気図(I) | 酒田-村上-弥彦-糸魚川海域 | 1,030<br>〒 250 |
| 空中磁気図(II) | 稚内-利尻-遠別-留萌-札幌海域 | 1,030<br>〒 250 |
| 空中磁気図(VIII, IX, X) | 厚岸-浦幌-苫小牧-函館-富川-襟裳-積丹海域 | 1,030<br>〒 250 |

| | |
|---|---|
| 地質図幅目録図(昭, 50年版) | 620<br>〒 80 |



写真 1. Ergani 銅鉱床地帯の地質遠望



写真 2. Ergani 鉱山 Anayatak 鉱床の露天採掘場



**写真 3. Ergani 鉱山の労務者住宅の一部**

**トルコ Ergani 鉱山の瞥見**

トルコの中南部には，蛇紋岩，斑れい岩，玄武岩など一群の超塩基性および塩基性の火成岩からなるいわゆるオフィオライト（Ophiolite）が幅広い地帯をなして東西に延びている。その東の延長はイランの東端に達し，西の延長はギリシヤを経てユーゴスラヴヤにまで及ぶ雄大なもので，世界でもつとも著名なものの一つである。この地帯の中の玄武岩は様々の事実から観て，白亜紀当時の海底に噴出したもので，その火山活動の余燼とも言うべき一種の海底温泉の湧出作用によつて当時の海底熔岩の表面に，温泉水に熔けていた金属分が沈澱団結して現在見られるような含銅硫化鉄鉱の鉱層を形成したとする説がある。その証拠の一つに，この鉱石を多く顕微鏡下で観察すると，温泉から沈澱したと推定される様々の特有な組織の名残が見られる。このような地質的，鉱床的な研究の結果は数多くの文献に紹介されているが，なおかつ鉱床の実態は充分に明らかになつたとは言い難い。

Engani 鉱山はトルコでは最も大規模で重要な銅鉱山の一つであつて，数個の鉱床から成り，写真 2. に示されている Anayatak鉱床は現在稼行の中心となつている。銅平均品位 Cu 1.6%（粗鉱）として現在月産約55,000～60,000トン，現地で粗精錬を行つている。鉱床の延長部および新鉱床を発見すべくさかんにボーリングおよび坑道による探鉱を行つており，日本の海外協力の組織から派遣された地質専門家も探鉱方針などに対する技術的助言を行つていた。

この鉱床を含む Ophiolite 地帯の岩石や地層はその南側の Oligo-Miocene の白色石灰岩地帯の上に逆断層で推し上つており，同じ時期の地殻変動によつて生じた断層や褶曲構造が Ophiolite 地帯内の構造を複雑にしている。含銅硫化鉄鉱床もこのために変移し，変質し，探鉱もそれ程容易ではないように見える。

トルコは黒海沿岸を除くと内陸部は半乾燥～乾燥地域の気候で，Ergani 鉱山地帯も例外ではない。写真はこのような地域の特徴をよく示しており，黒ずんだ色の Ophiolite 地帯（遠方の奥）と，その前面の Oligo-Miocene の白つぽい石灰岩地帯との対照が，元来の岩石の色そのままに見られる。一部の労務者住宅の屋根の平たさもこの気候区に独特である。

筆者は偶々昨年秋僅か一日間ここを訪れる機会を得ただけであるが，ここを若し，日本のおもな含銅硫化鉄鉱床地帯と同じくらいの精度で野外調査と室内研究とを行うことができるとしたら，どんなに素晴しいことが判るであろうかと感じた次第である。（現地を訪れるに当つてはトルコ政府 M. T. A. 海外協力事業団の高島，梓尚氏，日鉱探開 K. K. の方々から援助と便宜とを頂いた。特に記してお礼を申し上げる。）

（岩生周一）

地学雑誌 84, 4 (1975)

# 岡崎市における都心再開発とその影響*

高野 史男** 杉村 暢二*** 高阪 宏行**

## The Redevelopment of City Center and Its Influence of the Urban System —The Case of Okazaki City in Aichi Prefecture—

Fumio TAKANO**, Nobuji SUGIMURA*** and Hiroyuki KOSAKA**

**Abstract**

In Okazaki city, some blocks of city center were occupied by public offices. As these offices are the obstacle to the extention of shopping district with the city center, they have been removed to suburbs and their old sites have been redeveloped since 1970. This redevelopment is fairly large scale for a local city and the newly constructed center has multiple functions such as department stores, parking buildings, high-class speciality stores and hotels.

In this paper, we consider the influence of redevelopment of the city center on the urban system in terms of the following three levels.

(1) The influence on surrounding cities.
Okazaki city is located in Nishimikawa region within Nagoya metropolitan area. The redevelopment of city center in Okazaki, therefore, have the influence not only on surrounding cities but also on Nagoya city. In analyzing the changing patterns of trade areas in Nishimikawa region before and after the period of the redevelopment, three types of areas can be recognized; (i) the areas in which the dependence-ratio on Okazaki increases and that on Nagoya decreases, (ii) the areas in which the dependence—ratios on both Okazaki and Nagoya increase, (iii) the areas in which the dependence-ratio on Okazaki decreases and those on surrounding cities or Nagoya increase. As the types of (i) and (ii) are observed in most of the areas, we come to the conclusion that the redevelopment of city center in Okazaki has led to enlarge and strengthen Okazaki trade area.

(2) The influence on shopping streets in Okazaki city.
Okazaki city are divided into four areas; central area in which the redevelopment has been proceeding, transitional area which is surrounding the central area in the build-up area of the city, fringe area I where population is growing, and fringe area II which is hilly region. By comparing the change of sales of shops within each area, before and after redevelopment period, we can recognize that the growth of sales in central area is over 150%. While there is little growth in the fringe areas and the decrease

* 本稿は，1947年日本地理学会秋季大会において発表したものに加筆・修正した．

** 東京教育大学，*** 文部省．

** Tokyo Kyoiku University *** Ministry of Education

of growth rate in the transitional area.

(3) The influence on the management of stores in the city.

To sum up the conclusion of enquête method about its influence, the redevelopment lead to "the rise of pay to employees" and "the opportunity to the rationalization of store management" in central area. In transitional area, it resulted in "a diminution of customers and profits", which means the largest damage among the three. The fringe area have little influence on the management.

As mentioned above, the redevelopment of city center in Okazaki gave rise to various influence on the urban system. At the stage of the planning on redevelopment it may be necessary to investigate such influence beforehand.

## I. まえがき——都心再開発の都市地理学的考察——

都心再開発を都市地理学の側面より考察する場合，第1に，都心とは何かという都心の定義，第2に，都心再開発に対する都市地理学の取り組み方，の2つの問題に直面する。都心再開発の具体的な事例に入る前に，まず，従来の都市地理学では，これらの問題をどのように取り扱つてきたかを若干考察する。

都心の定義には，2つのタイプが存在する。第1のタイプは，そこに立地する機能の側面より都心を定義している。中心地理論においては，近年，中心地内部における機能分化の研究がおこなわれており，都心の定義を考える上で参考になる。BERRY, B. J. L.[1] によると，中心地自身は，いくつかの業務地域 (business area) より成り立つている。中心地階層性の中で small cisy レベル以上になると，中心地内部で機能分化がみられるようになり，都市商圏の中核をなすような明確な CBD (central business district) をもち始める。さらに metropolis レベルになると，業務地域は一層分化し，center, ribbon, specialized area と大きく3タイプに分けられるようになり，center のタイプでは，低次の convenience shops から高次の metropolitan CBD にいたる階層性が認められる。このような考え方をもとに都心の概念を考えるならば，都心とは，small city レベル以上の中心地内において，最も高次の機能が立地している CBD を意味すると考えることができる。

以上のような立地機能の側面からの都心の定義は，具体的には，都心の画定を必要とする。MURPHY, R. E.[2]は，中心地理論とは別に，CBD の区画設定を研究している。彼は，CBD 機能として小売・サービス業と中枢・管理機能 (office function)を取り上げ，CBHI (central business height index)と CBII (central business intensity index) の2つのインデックス[3]より，CBD の設定をおこなつている，このように CBD の設定方法としては，機能の立地状況からおこなつていることから，これは都心を機能の立地から具体的に設定する場合についても参考となる。

もう1つの都心の定義は，第1のタイプよりも基本的なもので，機能が立地する力の側面より考察している，RANNELLS, J.[4]は，都市の central area を3つの力の複合体の産物として捉えている，第1の力は，accessibility であり，central area は人間や物資の移動にとつて近接性の良い場所でなければならない，第2の力は，availability であり，central area 内では，必要とされるスペースと便利な位置が常に入手されなければならない，第3の力は，linkage であり，central area 内では，業務活動や消費活動などにおいて，強力な連鎖が存在しなければならない，central area とは，これら3つの力が兼ね備わつた地域なのである，この RANNELLS の central area の定義は，BERRY や MURPHY の CBD の定義と異なり抽象的なものであるが，都心の定義の1つの試みとして注目される。

次に，都心再開発に対する都市地理学の取り組み方は，都心再開発の経過の中で，1) 再開発前の都心診断調査，2) 都心再開発計画の設計，3) 都心再開発に伴う諸側面への影響調査，の3つの段階に分けられる。

第1段階の診断調査としては，例えば，BERRY, B. J. L.[5]がシカゴ市でおこなつた，商業の衰退(commercial blight) についての4つのタイプ分けがあげられる。第1タイプは，経済的衰退 (economic blight) であり，顧客数の減少や，住民の社会経済的レベルの低下などに伴う需要の減少より発生する。第2タイプは，物的衰退 (physical blight) であり，店舗の老朽化によつて生ずる，第3タイプは，機能的衰退 (functional blight) であり，店舗の側における技術革新や，顧客の側における自家用車の普及によるモビリティーの増大など，技術的な原因による衰退である。第4タイプは，環境的衰退 (environmental blight) であり，交通渋滞や住宅地の環境の悪化などに伴つて商店側に生ずる衰退である。われわれが，都心再開発に取り組むに当り，再開発以前の都心部を診断する場合，このような商業の衰退のタイプ分けは参考になる。

第2段階の再開発計画の設計では，一般に HUFF, D. L. の確率モデル[6]が多く使用されている。HUFF のモデルは，

$$ {}^kP_{ij}=\frac{{}^kS_j}{T_{ij}{}^{\lambda}}\Big/\sum_{j=1}^{n}\frac{{}^kS_j}{T_{ij}{}^{\lambda}} $$

ただし

$$ \sum_{j=1}^{n}{}^kP_{ij}=1 $$

で示され，${}^kP_{ij}$ は，地域 i に住む消費者が，商品 k を購入する場合，都心 j を訪れる確率である。${}^kS_j$ は，都心 j における商品 k の売場面積，$T_{ij}$ は，地域 i から都心 j への交通抵抗，$\lambda$ は，特性パラメーターである，このモデルより，都心 j における商品 k の販売期待額は，

$$ {}^kA_j=\sum_{i=1}^{m}{}^kP_{ij}\ {}^kM_i $$

となる。ただし，${}^kM_i$ は，地域 i の消費者による商品 k の購買額である。都心 j における商品 k のこの販売期待額を現実の販売額と比較し，そのギャップをみることによつて，その都心部による購買力の吸収状態が明らかになるとともに，もし，販売期待額が現実の購売額よりも大きいならば，その残差に相当する商品 k の売場面積の拡張が見込まれるのである。

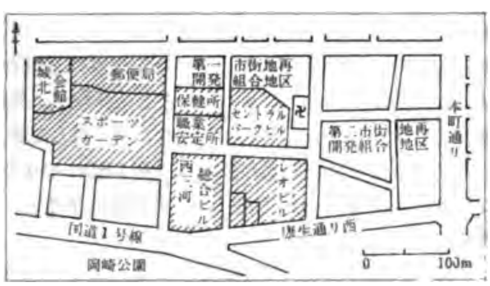
第3段階の影響調査は，商店，商店街，都市と3つのレベルでおこなわれる。以下に示す岡崎市では，都心再開発の経過が示されるとともに，再開発に伴う影響を，この3つのレベルから分析する。

## II. 岡崎市における都心再開発の経過

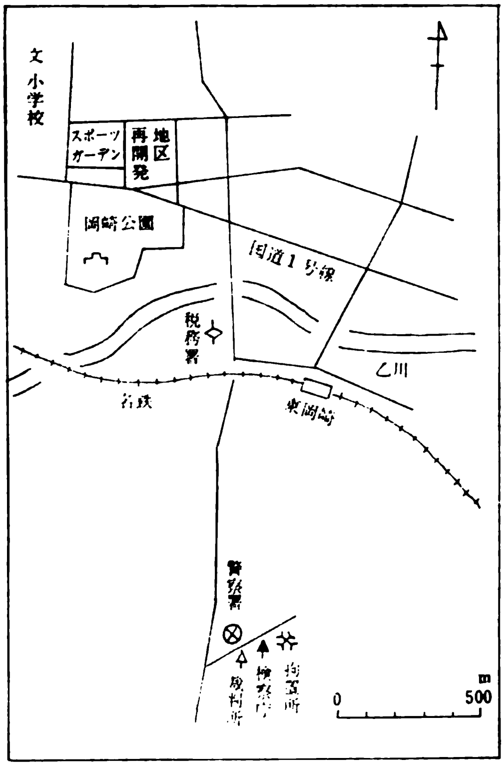
愛知県岡崎市では，康生通りと本町通りの交差点を中心とする一帯の地区が，戦前から都心繁華街をなしていた。しかしながら，第1図―1に見られるように，その西側に接して，警察署，検察庁，税務署，裁判所，刑務所などの官庁が広大な面積を占め，商店街の拡張を妨げ，さらに，地方住民の観光レクリェーションのポイントをなしている岡崎公園(城跡)との間をふさいでいることが問題となつていた。




第1図―1　本町・康生西地区(再開発以前)




第1図―2　本町・康生西地区(再開発以後)




第２図　官庁機関の移転

岡崎市ではほかに，名鉄東岡崎駅前地区（第２図参照）が，昭和30年年代後半から副都心的な発展をするようになり，とくに10年程前からは，２～３の大型店がこの駅前にも進出したため，康生・本町の都心部をもしのぐほどの賑わいをみせるようになつた。このことより，都心部の康正・本町地区の繁栄を維持増進するため，前述したような都心部の発展に対し大きな障害を成していた官庁機関を移転させ，その跡地を再開発して適切に利用する都心再開発が計画された。昭和40年代に入つて移転は順次実現し，第２図に見られるように，小学校は北側に，税務署は川の南側，そして，警察署，裁判所，検察庁などは，さらに南側に移転した。

昭和45年，それらの跡地 2.65ha の再開発事業をおこなうため，岡崎市本町康生西第一市街地再開発組合が設立され，46年３月，都市再開発法適用により，全国第１号として市街地再開発組合の認可を受けて，施工区域を３街区に分けて順次工事を着工していつた[7]。第１図-2に見られるように，まず，46年４月，レオビル（地上７階，地下１階，延面積２万８千平方メートル）が完成し，その内部に松坂屋と，買回品を中心とする地元専門店の寄合百貨店である岡崎ショッピングセンター・レオが開店した。この同じフロアーに松坂屋と地元専門店が開店し，協調して相乗効果をあげている例は，全国的なモデルケースといわれている[8]。さらに，47年10月，セントラル・パークビル（地上５階，地下１階，延面積２万５千平方メートル）が完成し，内部には松坂屋ストア，地元専門店，駐車場，岡崎エネルギー供給公社が開設された。岡崎エネルギー供給公社とは，都市再開発適用による本邦第１号の地域冷暖房プラントであり，再開発地区内の各ビルの冷暖房を請負つている。48年４月，西三河総合ビル(地上12階，地下２階，延面積３万平方メートル)が完成し，名鉄岡崎ショッピングセンター，名鉄岡崎ホテル，ボーリング場，貸事務所などの多角機能をそなえている。

第一市街地再開発組合の各施設棟は，昭和48年４月をもつて完成した。組合事業費の総額は，76億３千万円に及んでいる。これらの諸施設は，レオビルの買回品を中心としたショッピングセンター，セントラル・パークビルの駐車場と空調施設，西三河総合ビルの宿泊施設と娯楽施設というように，相互に補完関係をもち，また，第１図-2に見られるように，既存の本町・康生の中心商店街と，古くからの岡崎公園や新しくできたスポーツセンターなどと一体化し，岡崎都心部を，豊田，安城・西尾などを含む西三河地方全体の商業・レクリエーション・センターたらしめ，岡崎の中心都市としての基礎をきずいた。なお，第一市街地再開発組合地区の東隣に，第１図-2のように，48年11月より，第２市街地再開発組合地区（1.47 ha）の計画が進められており，両者が完成すると，地方中都市としてはまれにみる大規模な都心再開発が行なわれることになる。

以上，岡崎市における都心再開発の状況をみたが，それでは，これら都心再開発が，いかなる影響を及ぼしたであろうか。以下においては，それらの点を，1) 周辺都市への影響，2) 市内商店街への影響，

3)　商店経営への影響の３点にしぼつて考察する。

## III.　都心再開発の影響

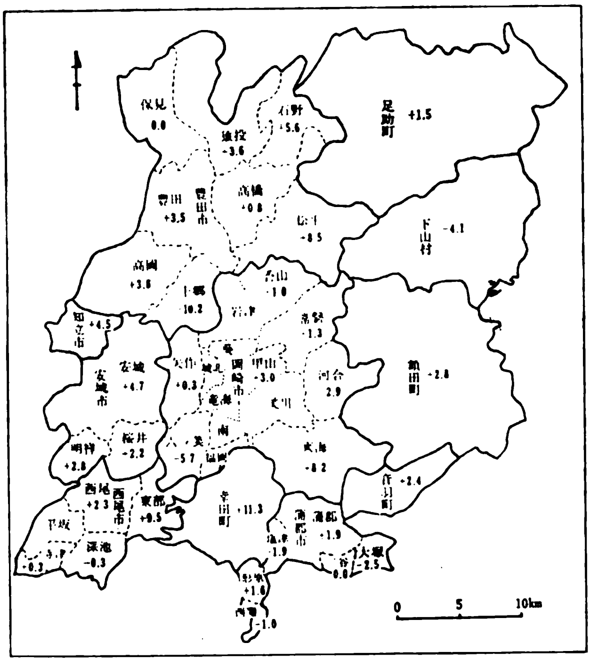
### 1.　周辺都市への影響

都心再開発による周辺都市への影響をみるため，次に，駐車場の利用状況と岡崎商圏の変化を考察する。

再開発事業と平行して，セントラル・パークビル内のセルビ駐車場（601台収容）をはじめ，市営の岡崎公園駐車場(236台)，康生地下駐車場（48台)，康生南駐車場(40台）などが，再開発地区の内外に開設された。昭和48年９月に，岡崎商工会議所はセルビ駐車場，岡崎公園駐車場，康生地下駐車場の３カ所において，駐車場の利用者調査をおこなつた。まず，この調査結果をもとに，周辺都市住民の駐車場の利用状況をみる。

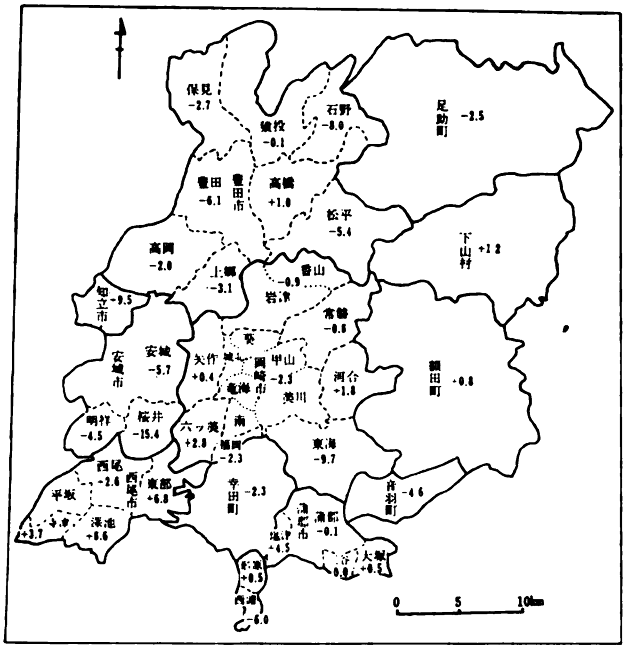
駐車場の利用者の住所をみると，岡崎市内の利用者が46.1%，市外からの利用者が53.9%となり，市外からの利用者が過半数を占めていることが注目される。その内訳は，豊田市からの利用者が13.6%，安城市が9.6%，西尾市が5.5%等となり，周囲の諸都市から集まつてくることがわかる。利用目的は，買物が78.1%，レジャーが6.0%等となり，調査日が日曜日のためによるものとも考えられるが，利用目的の大部分が買物・レジャーによつて占められている。また，利用頻度は，週１回以上が43.0%，月１回以上で週１回未満が45.6%であり，かなり定期的に利用されていることがうかがえる。以上，駐車場の利用調査より，都心再開発は，周囲の諸都市から岡崎市の都心部に買物客を定期的に引きつけるような効果を及ぼしたということが明らかになつた。

この駐車場の利用調査では，同時に，再開発地区で買物する理由や，その地区に何を感じるかといつた調査も行なわれた。まず，再開発地区で買物する理由としては，"商品の種類や量が豊富である"が34.4%，"駐車場がある"が33.6%，"レジャーを楽しみながら買物ができる"が10.3%になつている。また再開発地区に何を感じるかという調査では，"多くの店で豊富な商品の中から選択できる"，"１度にいろいろな買物ができる"という点を感じており，逆に，"大都市的雰囲気が味わえるようになつた"という点は感じていないようである。したがつて，再開発地区のイメージとしては，商品が豊富で買物の便の良い場所というイメージはもたれているが，商品が高級で大都市的な雰囲気をもつた場所というイメージには至つていない。



第３図-1　岡崎商圏の変化（岡崎に対する買回品の購買依存率の変化）　昭和47年―昭和40年〔単位%〕

次に，商圏調査より，都心再開発前後の商圏の変化を吟味し，都心再開発による周辺都市への影響を考察する。第３図-1は，都心再開発の前後の時期に当る昭和40年と47年の商圏調査より，買回品について西三河地方住民の岡崎市購買依存率の差を求め，岡崎商圏の変化をみたものである[9]。まず，




第3表-2 名古屋商圏の変化（名古屋に対する買回品の購買依存率の変化） 昭和47年—昭和40年〔単位%〕

岡崎市内の変化をみると，2~3の地区を除き，数%程度であるが依存率の増加が認められる。周囲の町村では，豊田市，安城市，西尾市，幸田町，音羽町，額田町において，同様に多くの地区で，岡崎市への依存率の若干の増加が認められる。したがつて，全体的にみるならば，昭和40年から47年にかけて，岡崎商圏は，岡崎市内と，主にそれより西側の地域において，若干ではあるが依存率の増加が認められるのである。

第3図-2は，同じく昭和40年と47年の商圏調査より，買回品について西三河地方住民の名古屋購買依存率の差を求め，名古屋商圏の変化をみたものである。岡崎市をはじめ，豊田市，安城市，幸田町，音羽町，足助町においては，2~3の地区を除き，数%程度であるが名古屋依存率の減少が認められる。一方，知立市，西尾市，蒲郡市，額田町，下山村では，逆に，依存率が若干増加している。

以上より，昭和40年から47年にかけての西三河地方における商圏の変化をまとめてみると次のようになる。第1に，岡崎市，豊田市，安城市，幸田町，音羽町では，わずかながら岡崎の依存率が増加し，名古屋の依存率が減少する傾向が認められる。第2に，知立市，西尾市，額田町では，岡崎，名古屋双方の依存率の増加が認められる。第3に，蒲郡市，下山村，足助町では，岡崎の依存率は減少し，名古屋や豊田などの依存率が増加する傾向が認められる。したがつて，この数年間において，岡崎商圏は若干ではあるが商圏を強化・拡大し，特に，岡崎市，豊田市，安城市，幸田町，音羽町では，名古屋に流出していた消費者が岡崎に向い始めている。このように岡崎商圏を変化させた大きな要因の1つは，前述した岡崎市都心部の再開発であると考えられる。なお，これは47年までの変化であり，その後さらに再開発が進行していることから，この傾向はさらに強くなつていくものと推定される。

### 2. 市内商店街への影響

第1表に示されているように，岡崎市を，中心商店街が立地し都心再開発がおこなわれた中心部と，中

第1表 人口の推移

| | 昭和43年 | 昭和45年 | 昭和47年 | 昭45/昭43 | 昭47/昭45 |
|---|---|---|---|---|---|
| 中心部[1] | 38,044人 | 37,495 | 41,116 | 98.6% | 109.7 |
| 隣接部[2] | 88,650 | 90,488 | 91,799 | 102.1 | 101.4 |
| 周辺部Ⅰ[3] | 64,250 | 69,462 | 76,962 | 108.1 | 110.8 |
| 周辺部Ⅱ[4] | 7,730 | 7,552 | 8,075 | 97.7 | 106.9 |
| 全市 | 198,674 | 204,997 | 217,952 | 103.2 | 106.3 |

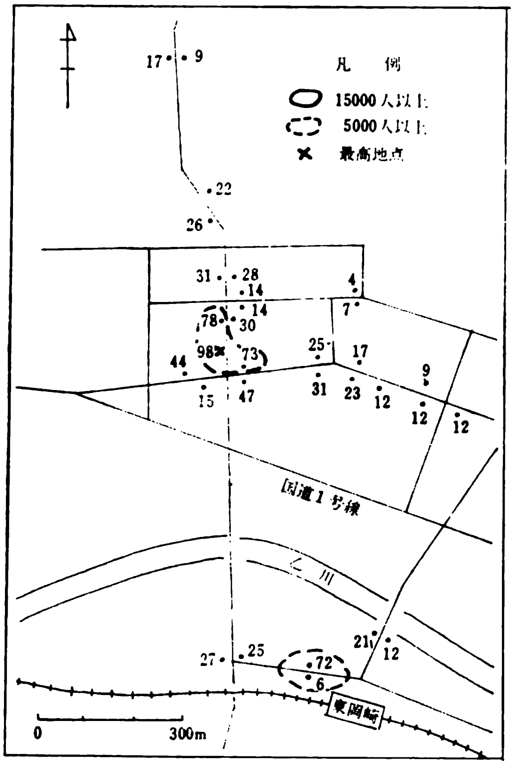
注）第3図参照 1) 城北，竜海， 2) 葵，甲山，美川，南， 3) 岩津，矢作，六ツ美，福岡，東海， 4) 香山，常磐，河合．

第２表　年間小売販売額の推移

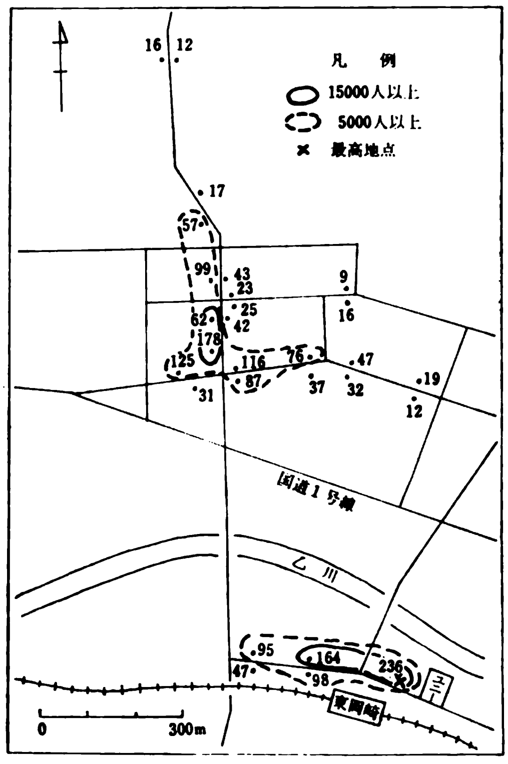
| | 昭 和 43 年 | 昭 和 45 年 | 昭 和 47 年 | 昭 45/昭 43 | 昭 47/昭 45 |
|---|---|---|---|---|---|
| 中　心　部 | 1,143,880万円 | 1,739,301 | 2,696,150 | 152.1% | 155.0 |
| 隣　接　部 | 1,361,428 | 2,115,033 | 2,435,997 | 155.4 | 115.2 |
| 周 辺 部 Ⅰ | 1,047,988 | 1,331,404 | 1,627,933 | 127.0 | 122.3 |
| 周 辺 部 Ⅱ | 23,555 | 25,698 | 27,061 | 109.1 | 105.3 |
| 全　　市 | 3,576,851 | 5,211,436 | 6,787,141 | 145.7 | 130.2 |

資料：昭和43年，45年は，岡崎市広域商業診断書（愛知県中小企業センター）．
　　　昭和47年は，岡崎商工会議所資料，より作成．

心部を除いた旧市街地に相当する隣接部，そして，２年間に10%程度と人口増加の激しい市街地内の周辺部Ⅰ，山間部に位置する周辺部Ⅱの４地区に分けてみた(前掲の第３図参照)。第２表より，各地区の年間小売販売額の推移をみると[10)]，都心再開発がおこなわれた中心部では，45年が43年に比べ152%増，47年が45年に比べ155%増と順調に150%台の増加を維持している。それに対して，隣接部では，43年から45年にかけて150%台の増加をみたものの，45年から47年にかけては110%台となり，伸びの急激な鈍化が認められる。人口増加の激しい周辺部Ⅰでは，常に120%台の増加が認められ，山間部の周辺部Ⅱでは，ほぼ停滞ぎみである。以上より，都心再開発がおこなわれた45年から47年にかけて，中心部では年間販売額が順調に伸びているが，隣接部では，販売額の伸びが鈍化するというマイナスの影響が現われているという




第４図-1　歩行者交通量〔昭和40年８月４日(水)〕
(単位：百人)



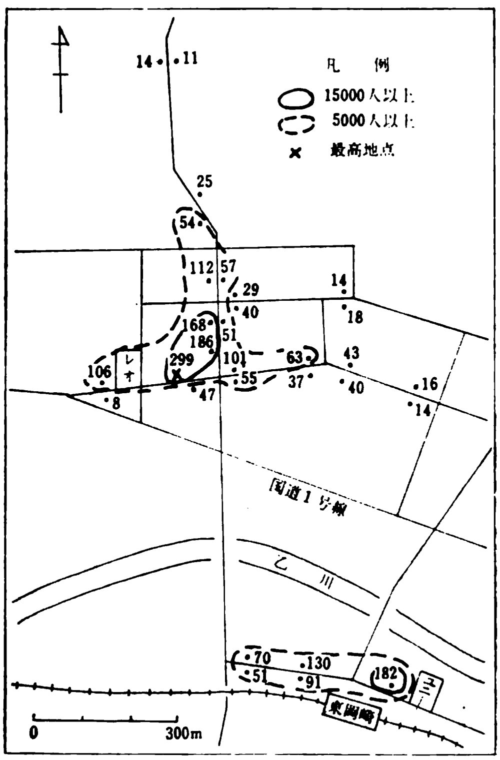

第４図-2　歩行者交通量〔昭和45年11月15日(月)〕
(単位：百人)

ことが明らかになった。

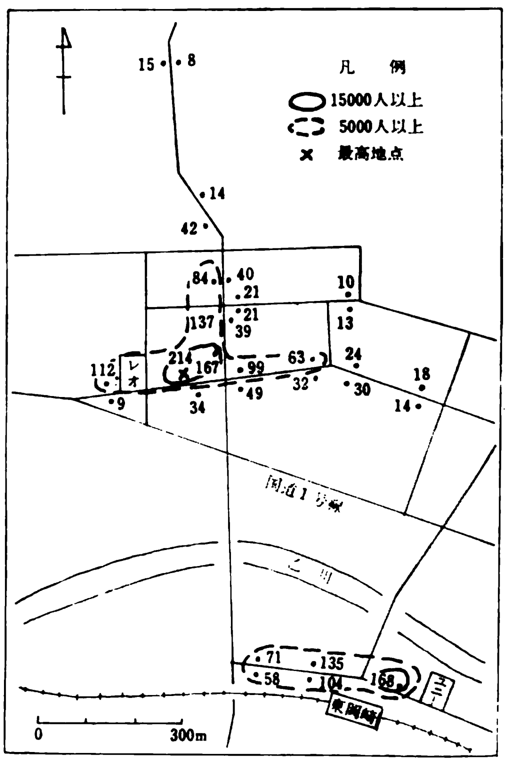
なお，都心再開発地区内に46年に開店した岡崎ショッピングセンター・レオについて，46年から48年の年間販売額の伸び率をみると，153.3%となっている。したがって，比較年度がずれているものの，中心部の45年から47年にかけての伸び率155%とほぼ同じ伸び率でこの地元寄合百貨店も成長していることになる。

次に，都心再開発による中心部内の歩行者交通量パターンの変化を考察してみる[11]。第4図-1から第4図-4は，中心部における歩行者交通量を百人単位で示している。破線は，午前10時から午後7時までの9時間の総歩行者数が5000人以上の地点を囲み，実線は，15000人以上の地点を囲んでいる。また，歩行者数の最高地点は×印で示してある。まず，第4図-1の昭和40年(再開発以前)の状態をみると，5000人以上の地点が，本町・康生交差点の北側と東岡崎駅前にみられる。ところが，東岡崎駅前に2～3の大型店が進出した第4図-2の45年の状態をみると，同様に，5000人以上の地点が，本町・康生交差点付近と東岡崎駅前にみられるが，最高地点は，東岡崎駅前に移動している。さらに，都心再開発が進み，レオビルが開店した第4図-3の46年になると，最高地点は再び本町・康生交差点付近に戻るが，40年当時の地点と異なり，本町・康生交差点とレオビルとの中間地点に移動する。そして，この傾向は，1年後の47年（第4図-4)においても認められる。

以上，都心再開発による市内商店街への影響をみた。その結果，市の中心部では，再開発に伴い歩行者交通量パターンに変化が現われるが，全体としては，年間小売販売額の順調な伸びが認められる。一方，市内の残りの地区では，周辺部Ⅰ，周辺部Ⅱでは，あまり影響を受けていないのに対し，隣接部では，年




第4図-3 歩行者交通量〔昭和46年9月12日(日)〕
(単位：百人)




第4図-4 歩行者交通量〔昭和47年9月10日(日)〕
(単位：百人)

間小売販売額の急激な鈍化が認められる。これは，再開発により開店した百貨店が，主に買回品を販売していることから，周辺部の食料品や雑貨を販売している商店街ではあまり影響を受けないが，隣接部の商店街では，主に買回品を販売しているので，大きな影響を受けたものと考えられる。

### 3. 商店経営への影響

次に，昭和48年9月，岡崎商工会議所がおこなつた商店経営実態調査より，都心再開発による商店経営への影響を考察する。第3表は，都心再開発が商店経営に及ぼした影響をまとめたものであり，調査商店

第3表　都心再開発が商店経営に及ぼした影響[1)]

| | | 第1位 | 第2位 |
|---|---|---|---|
| 中心商店街I[2)] | 本町・康生西 | 給与水準の上昇 | 経営管理を充実させる機会となる |
| | 東岡崎・明大寺 | 客の減少 | 給与水準の上昇 |
| 中心商店街II[3)] | | 客の減少 | 売上げの減少 |
| 隣接商店街 | | 売上げの減少 | 客の減少 |
| 周辺周店街I | | なし | なし |

注 1) 調査商店の30%以上が回答した項目を多い順に示した.
注 2) 再開発がおこなわれた商店街.
注 3) 中心商店街Iを除く中心商店街.

の30%以上が回答した項目を多い順に示している。商店街の区分としては，前に使用した中心部，隣接部，周辺部Iを使用し，それぞれ，中心商店街，隣接商店街，周辺商店街Iとした[12)]。なお，中心商店街は，再開発がおこなわれた本町・康生西商店街と東岡崎・明大寺商店街を含む中心商店街Iと，それを除いた中心商店街IIとに分けた。

まず，都心部の本町・康生西商店街内の商店にとつて，都心再開発は商店経営にどのような影響を及ぼしたかをみると，第1に，従業員に支払われる給与水準が上昇したと回答している。これは，地方都市に大型店が進出することによつて，大都市に立地する大型店に認められるような高水準の給与体系が地方都市の都心部の商店にも導入されたということを意味する。第2は，都心再開発が，経営管理を充実させる機会となつたという回答である。これは，都心再開発に積極的に参加することによつて，商店経営を拡大したというような商店経営者にとつて都心再開発がプラスの効果を発揮したと回答したものである。

副都心部の東岡崎・明大寺商店街においては，まず第1に客の減少があげられ，第2に，給与水準の上昇があげられている。したがつて，副都心部の商店経営者は，都心再開発によつて，都心部に顧客を取られたという意識をもつている。同様に，中心商店街IIにおいても，第1に客の減少があげられ，第2には，さらにその具体的な結果として売上の減少が回答されている。隣接商店街ではさらに深刻であり，第1に売上げの減少が取り上げられている。なお，周辺商店街Iでは，調査商店の30%以上が回答した項目は見られなかつた。これは，周辺商店街Iでは，商店経営に大きな影響が認められなかつたということを意味している。

いま，以上の結果を，前掲の第2表で示した年間小売販売額の推移と考え合わせてまとめてみると，まず，人口増加のはげしい周辺部Iでは，小売販売額の伸びが120%台を維持しており，また，商店経営に大きな影響が認められないということより，市内の地区の中で，この周辺部Iが最も都心再開発の影響の少ない地区といえる。逆に，隣接部では，小売販売額の伸びが150%台から110%台へと急激に鈍化し，また，商店経営に及ぼした影響として第1に売上げの減少をあげていることより，都心再開発の影響を最も大きく受けた地区として，隣接部があげられる。なお，前掲の第4図-1から第4図-4でみられたように，中心部では都心再開発に伴い歩行者の流動パターンが変化している。その結果，副都心や中心商店街IIの商店経営者の間では，都心再開発によつて都心部に顧客を取られたという意識をもつようになつている。

第4表は，大型店の進出に対する商店経営者の態度を商店街ごとに示している。商店街の中でも，“賛成”から“絶対反対”まで色々と意見がわかれているが，ここでは，商店街を代表すると思われる態度の

第4表　大型店の進出に対する態度

| | | 賛成 | やむをえない | 絶対反対 | 無関心 |
|---|---|---|---|---|---|
| 中心商店街I | 本町・康生西 | 41.2% | 23.5% | 23.5% | 11.8% |
| | 東岡崎・明大寺 | 20.0 | 45.0 | 35.0 | 0.0 |
| 中心商店街II | | 5.2 | 65.5 | 17.2 | 12.1 |
| 隣接商店街 | | 12.6 | 40.9 | 40.2 | 6.3 |
| 周辺商店街I | | 9.1 | 36.4 | 45.5 | 9.1 |

みを考察する。都心部の本町・康生西では，大型店の進出に対し賛成の態度を示す商店経営者が41.2%を占め，最も高い賛成率を示している。都心再開発によつて客が減少している副都心部の東岡崎・明大寺と中心商店街IIでは，"やむをえない"という態度が，それぞれ45.0%，65.5%を占めている。これは，都心再開発が商店経営にマイナスの影響を及ぼしているのであるが，しかし，そうかといつて都心再開発に反対できないという中途半端な態度である。最も大きな影響を受けた隣接商店街では，"やむをえない"と"絶対反対"が半々である。これは，隣接商店街内部でも，大きな影響を受けた商店とあまり影響を受けていない商店のタイプが存在するために生じたものと考えられる。最後に，周辺商店街は，比較的影響を受けていない地区であるが，"絶対反対"が45.5%と最も大きな割合を占めている。これは，今後大型店の進出に伴い大きな影響が及ぼされると予測しての反対と思われる。

## IV．結語と都心再開発問題への提言

都心再開発は，商業的測面のみを取り上げるならば，都心商店街に活気を与えるととも，合わせて，都市内の商業全体にも繁栄をもたらしめるものでなければならない。

しかしながら，岡崎市を例にとつて，都心再開発が及ぼした影響を，1）周辺都市への影響，2）市内商店街への影響，3）商店経営への影響と，3つのレベルより考察したところ，都心再開発を，岡崎市対周辺都市といった都市レベルでとらえるならば，確かに，岡崎商圏が拡大・強化されたという意味で，都心再開発はそれなりの効果があつたといえる。ところが，都心再開発を都市内部のレベルでとらえるならば，都心を除く中心部では，客が減少したという意識をもち，隣接部では，実際に売上げが減少し，年間小売販売額の伸びが鈍化し，周辺部では，大型店の進出に"絶対反対"の態度を取つているというように，都心再開発が色々な形で影響を及ぼしているということが明らかになつた。

このように，都市は1つのシステムを成しており，1つのエレメント（都心）の状態を変えることによつて，その変化は，システム全体に波及的に影響を及ぼすのである。都心再開発計画は，一般に，都心部の高度土地利用計画であり，都心部への商業機能の集中化をもたらす[18]。その結果，都市内の他の商店街では，商業機能が十分に活動しなくなるのである。

それでは，都市内の他の商店街に与える影響を少なくし，都市内部の各商店街が調和を保ちながら発展するには，どのような対策をおこなえばよいのであろうか。この対策の1モデルとして，商業機能の集中と分散を階層的にうまく取り入れた中心地理論は参考になる。中心地理論によると，近隣レベルの商店街では，低次の機能が，コミュニィティー・レベルの商店街では，低次と中次の機能が，シティー・レベルの商店街では，低次，中次，高次の機能が，それぞれ立地しており，商店街の間で機能的専門化が明確化されている。したがつて，都心再開発によつて，シティー・レベルの商店街に立地する高次の商業機能が強化されたならば，コミュニィティー・レベルの商店街では，中次の機能を，近隣レベルの商店街では，低次の機能を，それぞれ増強することによつて，商店街間の機能的専門化が維持されなければならない。

このように，中心地理論内には，商店街間の機能的専門化という意味で，1つの開発理念が含まれている。今後，都心再開発を設計する場合，都市地理学は，機能の集中化といった開発理念の他に，以上のよ

うな機能的専門化に関する新たな開発理念を探求しなければならない。

### 注・参考文献

1) BERRY, B. J. L. (1967) : Geography of Market Centers and Retail Distribution. Prentice-Hall, 42-57. (西岡久雄・鈴木安昭・奥野隆史共訳 (1970) : 小売・サービス業の地理学. 大明堂, 54-72)

2) MURPHY, R. E. (1972) : The Central Business District. Longman, 193p.

3) CBHI とは, あるブロック内で CBD 機能が占めている総床面積を, そのブロック内の1階の床面積で割つたものである. CBII とはあるブロック内で CBD 機能が占めている総床面積を, そのブロック内の総床面積で割つたものを%で示している. ブロックが CBD の一部になるには, 少なくとも, CBHI が1以上, CBII が50%以上でなければならない.

4) RANNELLS, J. (1956) : The Core of the City: A Pilot Study of Changing Land Uses in Central Business Districts. Columbia University Press.

5) BERRY, B. J. L. (1963) : Commercial structure and commercial blight. *University of Chicago, Department of Geography, Research Papers*, 85, Chapter V, 179-203.

6) Huff, D. L. (1963) : A Probability analysis of shopping center trading areas. *Land Economics*, 53, 81-90.

7) 協同組合岡崎ショッピングセンター (1974) : 岡崎ショッピングセンター要覧. 51p.

8) 橋本介伸 (1974) : わが街のドキュメンタリー : 岡崎本町康生商店街の巻. 商業界, 110-113.

9) 商業近代化委員会岡崎地域部会 (1973) : 岡崎地域商業近代化地域計画報告書. 105-124. なお, 買回品として, 皮ぐつ, よそゆきの着物, 背広, 腕時計をとりあげた.

10) 愛知県中小企業センター (1971) : 岡崎市広域商業診断書, 139p.

11) 岡崎商工会議所・岡崎中小企業相談所 (1965), (1971) : 岡崎市主要商店街交通量調査報告書.

12) 周辺部II内の商店は調査されなかつたので除かれた.

13) 地方都市都心部への大型店の進出による, 都市機能の集中化については, 高野史男・高阪宏行 (1975) : 大型店の進出による都市システムへの影響について. 東京教育大学地理学研究報告 XIX. を参照。

(1975年2月20日受理)

地学雑誌 84, 4 (1975)

# 被服廠跡に生じた火災旋風の研究

相 馬 清 二*

## Study on the Fire-Tornado at the Former Site of the Hifukusho (the Army Clothing Depot)

Seiji SOMA

**Abstract**

A violent fire-tornado has broken out at the former site of the Army Clothing Depot in combustion caused by the destructions of the Great Kanto Earthquake at 3.30 p.m. September 1, 1923. By this fire-tornado, about 40 thousand people have been burned to death in a moment. An interpretation that the fire-tornado has been caused by passage of a cold front has generally dominated academic circles in this field up to date. According to the detailed reexaminations, this interpretation included many inconsistencies. We could obtain recently the various data with respect to the fire-tornado which occurred in the last several years. From these data, it became clear that the fire-tornadoes often have occurred near a combustion area.

An example which was the most similar with the fire-tornado at the former site of the Army Clothing Depot was found out in the combustion of Wakayama City by an air raid on July 9, 1945. 748 persons have been burned to death by the fire-tornado in this city.

Finally, our study leads to the conclusion that the fire-tornado at the former site of the Army Clothing Depot was caused by the widespread great fire following the Great Kanto Earthquake. There was a cold front in northwestern direction of Tokyo, but it did not play the leading role for formation of the fire-tornado.

## はしがき

大正12年9月1日，関東南部を襲つたマグニチュード7.9の大地震は首都東京をはじめ横浜，川崎の大都市に潰滅的な打撃を与えた。地震規模は必ずしもわが国最大なものではなかつたが，人口のもつとも稠密な市街地帯に起こり，しかも大火災を誘発したため，世界の災害史上でも例を見ない大災害となつた。火災は2日間にわたつて燃え続け，東京だけでも50万戸のうち30万戸が灰燼に帰したといわれている。また，死者，行方不明合わせて10万人近くに達し，目を覆うような惨状が市内の各戸にくり拡げられた。中でも，旧本所区(現在の隅田区)の陸軍被服廠跡では，その区画内だけで3万8千の避難民が，一瞬の間に焼きつくされるという大惨事があつた。このことは関東大震災の中でも象徴的な惨事として，いまなお多くの人々によつて語り伝えられている。

* 気象研究所物理気象研究部
Physical Meteorology Laboratory, Meteorological Research Institute




Fig. 1 (a): Distribution of fire-tornadoes right after the Great Kanto Earthquake in Tokyo City on September 1st and 2nd, 1923. This chart was made on the basis of T. TERADA'S report. Circle marks show the locations of fire-tornado occurrence.




Fig. 1 (b): Distribution of fire-tornadoes right after the Great Kanto Earthquake in Yokohama City on September 1, 1923. This chart was made on the basis of S. FUJIWARA's report. Circle marks show the locations of fire-tornado occurrence.

被服廠跡にこの惨事をもたらしたものは，烈風の中に火の粉を抱えこんだ竜巻であつたという。竜巻というのは，自然界の中でも，もつとも烈しい現象の一つで，それに伴う風速は 100m/s を越すことも稀ではない。しかし，その発生頻度は年間約 10 ケ位であつて，そう頻度の高いものではない。このような現象がどうしてあの時点で被服廠跡に発生したのか，これに対して，これ迄の研究では竜巻は不連続線の通過に伴つて発生したという解釈で片づけられていた。この解釈によると，あの惨事は大火災に，気象の極端な現象が偶然に重なつたために生じたということになる。果してこの解釈のままでよいのだろうか，関東大地震の再来が社会の大きな関心事となつている現在，この問題を再検討してみる必要があつた。

## I.　これ迄の研究の概要

### 1.　既往の調査および用語の問題

この異様な現象は学界でも注目され，東京大学教授寺田寅彦(1925)，中央気象台技師藤原咲平(1924)など当時の錚々たる学者によつて，惨事後ただちに調査が進められた。これらの調査結果は震災予防調査会報告第100号戊(大正14年3月発行)および関東大震災調査報告気象編(大正13年8月中央気象台発行)その他に詳細に報告されている。

寺田寅彦教授は前述の報告書の中で，“旋風”は被服廠跡だけでなく，これ以外の地域でも発生し，9月1日から2日にかけて約100ケにも達したと述べている(第1図(a))。また，藤原咲平博士は，大地震後の火災によつて横浜にも30ケ近くの“旋風”が発生したと報告している（第1図(b)）。ここで注意したいのは，両氏共に単に“旋風”という用語を用いていることである。現在での一般的な通念からすれば，他にいろいろな要因があつても，火災が主因となつて発生したものは火災旋風と呼ばれることになる。しか

し，50年前の調査報告書の中で，火災旋風という用語を使わなかつたのは，旋風の主因は火災ではないと考えたためか，あるいは，当時まだこの用語が確立していなかつたことによるのか，その辺のことは判然しない。何れにしても専門用語のことは将来の論議に委ねることにするが，ただ，当時の一般の人々は竜巻と呼んでいたようである。子供の頃，この現象に遭遇したという現回向院住職本田清敬氏は，『両親達は確か竜巻と言つていたような気がする』と述べている。この報告書においても，火災旋風と竜巻の両方を混同して使用した。しかし，結論においては，発生原因から推して，その何れであるかを明確にしている。

## 2. これ迄の解釈

被服廠跡の竜巻の発生原因について，中央気象台刊行の関東大震災調査報告（気象編）には "午後4時ないし5時頃，隅田川に沿つた被服廠跡に起りたる旋風は不連続線通過に伴いて起りたる現象なり"，と明記されている。この解釈が連綿と現在まで続き，学界の大勢を制していた。ただし，つい最近になつて，あの竜巻は台風に伴う Outer Rain Band (外圏降雨帯) 内に生じた，という説をなすものもある。Outer Rain Band も不連続線の一種であるので，この解釈も不連続線説の範ちゆうに入れて差し支えないものであろう。

## 3. 不連続線説に対する遅疑

本調査は，まず，不連続線説の因つてきたる処を詳細に調べ直すことから始めた。大正12年9月1日，竜巻が発生した当時の天気図をみると，確かに，群馬県南部に北東から南西に伸びる不連続線が存在していた(第2図)。竜巻が不連続線近傍に発生し易いということは，今日では常識となつているが，当時としては，比較的斬新な知識であつたろう。したがつて，これと被服廠跡の竜巻とを結びつけた解釈は極めて受け入れ易いものであつたに違いない。しかしながら，正確を期して，天気図の資料を関係気象官署へ照会し，改めて天気図を見直してみると，不連続線説に対していろいろな疑念が生じてくる。

まず9月1日午後4時，埼玉県熊谷測候所の天気は晴であり，また，前橋測候所では雲量3で快晴に近い天気であつた。東京では，午後4時には，雲量6で晴であつた（第3図）。つまり，当時の天気図を風だけを念頭においてみた処では，不連続線の存在はかなりはつきりしているが，しかし，以上の天気，雲量の面から検討すると，雲量が極めて少なく，天気が良過ぎる感じがする。最近の研究によれば，大気の成層不安定が竜巻発生の基本条件であると云われている。そして成層が不安定であれば，必然的に雲は生じ易く，雨となる場合も多いのである。雲量が少ないというだけで，自然の竜巻の発生

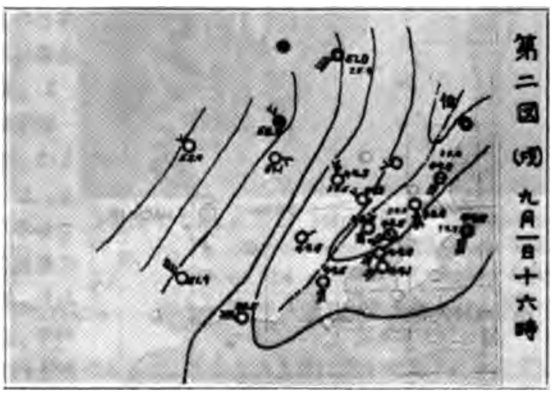



Fig. 2　Weather chart at 4 p. m. on the day when the fire-tornado occurred at the former site of the Army Clothing Depot. The fire-tornado occurred at 3.30 p.m. on that day (September 1, 1923).

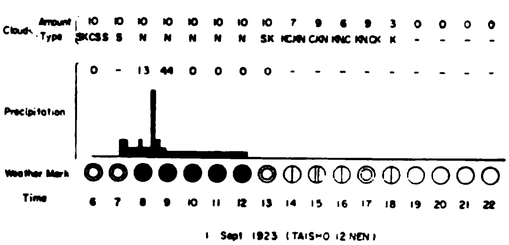



Fig. 3　Change of weather, amount of cloud, cloud type and precipitation on the day of the Great Kanto Earthquake.

を否定し去ることはできないが，この程度の不連続線を竜巻に結びつけることは無理であろう。

この天気，雲量，降水量等の資料は竜巻が Outer Rain Band に発生したとする説に対しては一層不利なものとなる。Outer Rain Band 内に竜巻が発生する率は確かに高い。しかし，その名が示すように，その区域全般で雨が降っていることが多い。一例を挙げれば，昭和44年8月23日に関東中部から八丈島へかけて著しい竜巻が殆ど同時刻に4ケも発生したことがあつた。そのさいは，この地帯に細長く，しかも顕著な Outer Rain Band が形成されていた（第4図）。大正12年9月1日午後4時頃には不連続線はあつたが，その近傍には雨らしい雨はなかつた。

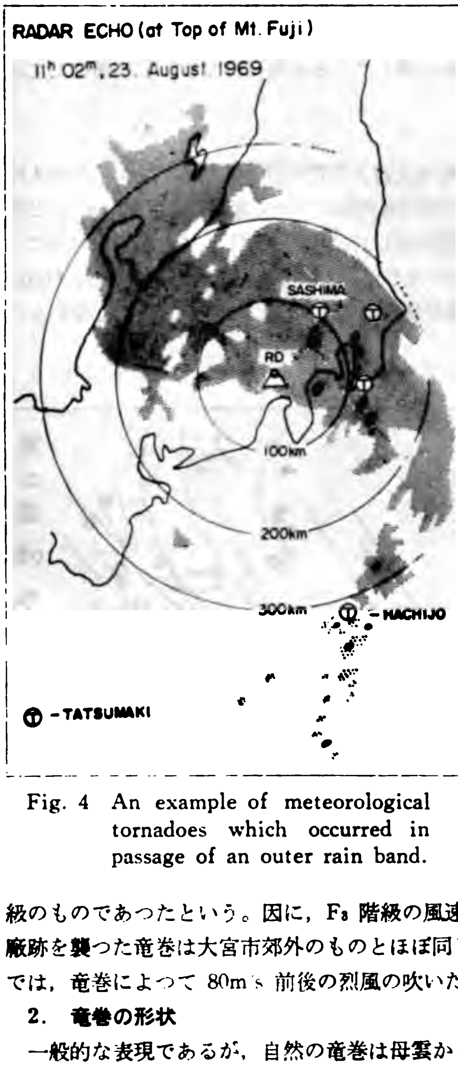



Fig. 4 An example of meteorological tornadoes which occurred in passage of an outer rain band.

## II. 被服廠跡の竜巻の実態

天気図あるいは気象条件に竜巻発生の原因を帰し得ないとすれば，他にそれを求めなければならない。しかし，それを追求する前に被服廠跡に生じた竜巻とは，一体どのようなものであつたか，その実態を詳しく調べる必要がある。

### 1. 竜巻の強度(風速)

被服廠跡を襲つた風がきわめて強烈なものであつたことは，生き残つた被災者の陳述からある程度推測できる。しかしそれだけでは風の量的な資料としては不充分である。幸いに，風による被害を示す写真が報告書の中に掲載されていたので，それから竜巻の風速を推算してみた。写真1の左は震災報告書の中に掲げられていたもので，直径 30cm 以上の樹木が引き裂かれるように切断されている。これとよく似た樹木の切断写真（写真1の(b)一筆者撮影）が昭和46年7月，埼玉県大宮市郊外の竜巻の被害地域において得られた。気象研究所の渡辺和夫（1971）が調査した処では，この竜巻の強度は $F_3$ 階級のものであつたという。因に，$F_3$ 階級の風速範囲は 70.4～92.5m/s である。両写真の比較から，被服廠跡を襲つた竜巻は大宮市郊外のものとほぼ同じ強度のものと考えて差し支えない。すなわち，被服廠跡では，竜巻によつて 80m/s 前後の烈風の吹いたことはほぼ間違いない。

### 2. 竜巻の形状

一般的な表現であるが，自然の竜巻は母雲からロート状に垂れ下がり，場合によつてはその尖端が地面に接するという形状を呈する。被服廠跡の竜巻は一体どのような形状をしていたのであろうか，古い報告書によつてそれを調べてみた。

被服廠で38,000人が焼死したが，猛烈な風と火焔に苛まれながら，辛うじて助かつた人は少くとも2,000人位はいた。この人達には目のあたりに竜巻と対峙していた一瞬があつた筈である。また，大地震直後の混乱状態にあつたとは云え，隅田川の対岸からこの現象を見ていた人も少なからずいたに違いない。わずか 150m の川幅にすぎないので，竜巻の形状の観察はある程度可能であつたように考えられる。

古い報告書の中から，竜巻の形状に関する陳述例を一，二抜粋してみよう。まず，被服廠跡の惨事に遭遇しながら，辛うじて難を免がれた近藤二郎二氏の陳述によると『午後3時半頃と覚ゆる時，空一杯に高



Plate 1 (a): A tree torn off by the firetornado. This was taken at the former site of the Army Clothing Depot right after the Great Kanto Earthquake.



Plate 1 (b): A tree torn off by the meteorological tornado. This was taken at the suburbs of Omiya City, near Tokyo on 7th July, 1971.

く煙の昇りくるを見たり，ようやくにして，天暗くなるに及んで，われも人も煙に巻かれおるにあらずやと不安を感じ，大丈夫かと語り合う間もなく，南方よりバリバリと大音響を立つると共に，強風来襲，火は点々と荷物につく‥‥』。また，被服廠跡の南方約700m に位置する回向院広場から竜巻の状況を観察した川鍋健二氏の談話によると，『3時半頃北方にあたり，バリバリと何物かを打ちこわす大音響聞こゆ，その音次第に強く，これは津波と言い，火薬に火がつきたりと言い，何れも定かならず。その辺り墨を流せるごとき小山の高さにてうず巻き，その物凄さ言語に絶す‥‥』となつている。

これらの陳述は，それぞれ被服廠跡の竜巻を部分的に表現しているに過ぎない。しかしながら，『空一杯に高く煙の昇りくるを見たり』あるいは『黒き小山の高さにてうず巻き』などの表現をつなぎ合わせて見ると，後述の火災旋風の実例によく似た形状ができあがる。また川鍋氏の陳述は，自然の竜巻が地面に接した場合の状況と極めてよく似ている。

### 3.　惨事の経過

東京大学中村清二教授による火災動態図を用いて，竜巻が発生した9月1日3時半～4時頃の火災延焼状況をみると，その時点では，まだ東京全市が燃えていた訳ではなかつた。しかし，旧本所区においては，隅田川に沿つた被服廠跡の空地を残して，南北に約 3,000m. 東西に約 1,600m の広大な地域が延焼していた。見方を変えれば，約 70,000m² の被服廠跡の空地は，その何倍も広い火災地帯に囲まれていたのである。その空地に約40,000の避難民がひしめき合つていた。しかも，人々はその中で，安心し切つて食事したり，その夜をしのぐ準備をしていた。あるいは隅田川の満々たる水に何らかの信頼感を寄せてい

たのかも知れない。誰一人として，竜巻の来襲を予想したものはいなかつた。

一大ごう音と共に竜巻が来襲し，群集の頭上と，持ち込んだ家財道具に火の粉をばらまいた。火は強風に煽られ，被服廠跡はたちまち火の海になつた。竜巻が荒れ狂つたのは，わずか20分間と云われ，文字通り瞬時の間に38,000人の命運はつきたのである。隅田川の川面は烈しく波立つていて，障害にこそなれ惨事の軽減にはあまり役立たなかつた。

被服廠跡の惨状の模様をいちいち羅列する訳にはいかないが，古い報告書の中に，火災旋風による被害の特徴を示す現象が目についたので，それを一つだけことにとりあげよう。

近藤二郎二氏の談によると，『火焔は地を低く這い廻つた。人々は焔を飲んで倒れた‥‥』また，『火傷もせず，無きずのまま助かつたが，二,三日後に胸が痛いと言つて死んだ‥‥』とある。似たような陳述はほかにも二，三みられる。中田金市博士編“火災”(1969)によれば，高温の煙による肺呼吸性の熱傷は，その死亡率がきわめて高いという(第1表)。このような熱傷では，第一段階として肺胞毛細管の破綻による呼吸不全，続いて肺水腫が主病変となつて，この時期を克服しても細菌性肺炎を引き起こして，そのほとんどが死亡するに至る。

第1表　気道熱傷による死亡率

| 呼気温度 / 露出時間(分) | 死亡率(%) 70°C | 80°C | 90°C |
|---|---|---|---|
| 5 | 0 | 0 | 0 |
| 6 | 0 | 0 | 0 |
| 7 | 0 | 0 | 0 |
| 8 | 0 | 0 | 40 |
| 9 | 0 | 0 | 100 |
| 10 | 0 | 20 | 100 |
| 11 | 0 | 80 | 100 |
| 12 | 0 | 100 | 100 |
| 13 | 20 | 100 | 100 |
| 14 | 40 | 100 | 100 |
| 15 | 100 | 100 | 100 |

中田金市博士編“火災”より

被服廠跡の場合では，開放された野外での火災であり，しかも，烈風によつて焔は地面を舐め廻した。したがつて焔を吸うことが比較的多かつたのではないかと考えられる。近時，ビル火災などの場合に，煙による窒息死の多いことが報じられているが，火災旋風による死亡経過はこれと若干異つた様相を呈する。

**4.　竜巻の移動方向**

竜巻がどのような移動方向を辿つたか。一見単純と思われる事柄であるが，これは被服廠跡の竜巻が気象条件のみによつて発生したのか，あるいは他の原因によるものかを決める重要なカギとなる。最近の研究によると，第2表に示されるように，不連続線の通過または台風の Outer Rain Band 内に生ずる竜巻は，大体において南象限から北象限に向かつて移動する。また，竜巻は一般流に流されて移動するため，地上の一般流とほぼ同じ方向を辿る。若干のずれがあるとしても，60度以上も方向がくい違うことはまずない。

さて，被服廠跡の竜巻の移動方向がどうであつたか，震災報告書を調べてみると，これに触れている陳述は案外多い。しかしながら，一般の人の陳述には，自分に吹き当る，いわば地上風向と竜巻系全体の移動方向とを混同していることが多い。藤原咲平博士はこのような混同を考慮して，陳述の取捨選択を行な

第2表 自然の竜巻の移動方向

| 竜巻の移動方向と一般風 / 発生地区 | 竜巻の移動 | | その付近の地上風 | |
|---|---|---|---|---|
| | 方向 | 速度 (m/s) | 風向 | 風速 (m/s) |
| 猿島地区 (1969. 8. 23) | S→N | 24 | SE | 6~7 |
| 豊橋地区 (1969. 12. 7) | SSW→NNE | 10 | SSE | 8 |
| 大宮地区 (1971. 1. 17) | SSW→NNE | 8 | SE | 3~4 |
| 千葉地区 (1971. 8. 31) | SSW→NNE | 7 | ESE | 7 |
| 沖縄地区 (1972. 9. 2) | S→N | — | WSW | 7 |
| 平均 (1955~1964) | SW→NE | — | — | — |

い，かつ総合判断して竜巻系全体の移動方向をつぎのように推定した。

『以上の状況より判断すると，被服廠跡の惨劇の原因たる竜巻は，北番場町の南端にて急に激烈となり，そこより厩橋と被服廠跡の間，すなわち外手町，石原町，横網町をば瞬時に猛火に包み，被服廠跡に殺到したるものにして，恐らく番場町南端にて起りたる竜巻は厩橋をかすめ，川に沿うて横網町の安田邸付近に至り，東に巻き返し石原町にて数個合して，さらに北東より被服廠跡に戻り来たりしものならんか』この推定に基づいて竜巻の移動方向を図上で辿つてみると，ほぼ北東から南西に向かつて移動したことになる。前述したように，自然の竜巻でこのような方向を辿つたものは，わが国では今までに観測されたことがない。さらに問題な点は，被服廠跡の竜巻は当時の地上風向と反対な方向を辿つていることである。震災当時，中央気象台および品川信号所の何れの観測でも，南寄りの風が吹いていた。このことは，被服廠跡の竜巻が自然の気象条件によつて発生したものとは著しく違つたものであることを示唆している。

## III. 火災に伴う竜巻の実例

諸外国の災害史を調べてみても，数万の人を焼死せしめたという大規模な火災旋風の例は見当らない。しかし，火災原因を地震だけに限らないで，しかも小規模なものを含めて数えあげて見ると第二次大戦以後だけでもかなりの数に達する。

(i) 1961年6月，フランスの雲物理学者 J. Dessens (1962) がピレネー山麓の高原地帯で，熱気流によつて積雲を作る実験を行なつた。かなり大がかりな実験で 125×125(m²) の広い範囲に48本の石油バーナーを据え，これをいつせいに燃やして熱気流を作つた。燃焼面積が広いため，焔と黒煙が壮大に拡がつた。その際，まつたく予期しないことに，燃焼域の風下に竜巻が発生した（写真2の(a)）。写真に示された処によると，燃焼域から 525m 離れた風下に，直径 10m，高さ 200m にも達する竜巻が形成された。注意して観察したところ，竜巻はその後もしばしば発生したという。

(ii) また，1967年の秋，米国のアイダホ州に総面積50,000エーカーに及ぶ大規模な山火事が発生した。その山火事を拡大したのは，竜巻がつぎからつぎへと発生し，それが火の粉を風下へ運んで点火したためと報告されている（第5図）。

(iii) わが国でも火災の周辺で竜巻が発生した記録がある。昭和40年5月北海道室蘭港において，ノルウェーの大型タンカー (56,000t) が接岸に失敗して船腹に大穴をあけた。そこから流出した原油に火がついて大火災になつたことがある。その際にも，風下に顕著な竜巻が発生した（写真3）。

(iv) 昭和21年12月21日，南海沖大地震（マグニチュード8.1）のさいに，和歌山県新宮市に火災が発生



Plate 2 (a): Artificial fire-tornado made accidentally in the lee of a large scale fire plume at the outdoor (by J. DESSENS, 1961).



Plate 2 (b): Vortex column like a fire-tornado in laboratory (by S. SOMA, 1973).

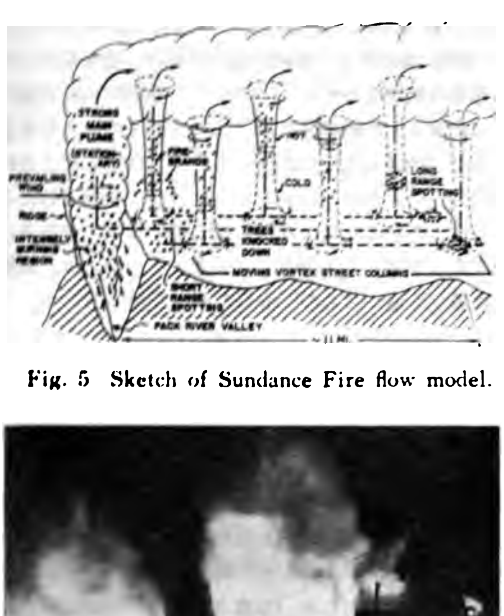



Fig. 5 Sketch of Sundance Fire flow model.

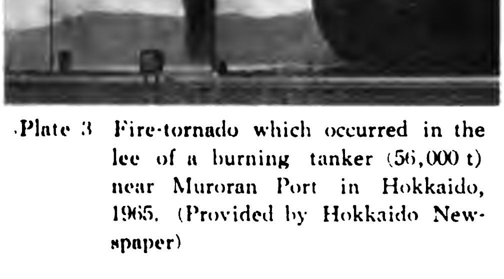


Plate 3 Fire-tornado which occurred in the lee of a burning tanker (56,000 t) near Muroran Port in Hokkaido, 1965. (Provided by Hokkaido Newspaper)

し，市街地の25%，2,612戸が焼失する大火となつた。火災は朝出火し，夕方まで続いたが，その日の午後に竜巻が発生したという報告がある（奥田穣，1973）。竜巻はそれ程強いものではなかつたが，それでも畳（重さ約 22 kg）を舞いあげる強い風速を伴なつていた。

## IV. 和歌山市の火災による竜巻

前述に較べてはるかに大規模な竜巻が第二次大戦の空襲による大火災の際に発生している。昭和20年7月9日の真夜中，米爆撃機B29による空襲は和歌山市を猛火に包み，その68％を焼失させた。その際，市の中心部にあたる旧県庁跡の空地に激しい竜巻が起こり，748名を焼死させた。焼死者の数は被服廠跡の惨事には遠く及ばないが，この数は当夜の空襲による全死者の6割強の高率にいたつており，竜巻による惨事の恐ろしさを示している。

和歌山市戦災史(1956)から，当時の惨状の一部を収録してみよう。『焼夷弾により大火災が起つてから30～40分経つた頃，物凄い火災旋風が市内各所に起つた。この中で最も凄烈な竜巻は旧県庁跡の南方約 200m の電車通りに巻きおこり，北に向け進んだ。火焔はフイゴで吹かれた火のように白熱して横になびいた。お濠端の松並木は全部折れ飛んだ。どこかの自動車は土堤をのり越えて濠の中へ飛び込み，また灼熱したトタン板や，太さ一抱えもあるような木材が 20～30m も高く舞い上がつた‥‥』。

これとは別に旧県庁跡から約1,500m西南西の方向にあたる湊鳳島でも，同夜火災旋風が発生している。『この島の海軍木材集積場には，約10万本という大量の木材が積み重ねられていたが，それに火がついて大部分が焼失した。旋風に吹きあげられて，無数の焼けた材木が赤い小さい箸棒のように沖天高く舞い上がった。これが乱れとんで，築地橋辺りに避難した人々を驚かせた‥‥』。和歌山測候所の観測によれば，当夜10時には東北東2.5m/s の弱い風であった。

竜巻発生時刻にもっとも近い7月9日18時の天気図を参照した処，和歌山市周辺一帯は天気快晴で，不連続線その他，自然の竜巻が発生するような気象条件は何も見い出されなかった(第6図)。戦災史には，竜巻がもたらした風速は 30m/s 位と書かれているが，松並木の折損，木材の飛散状況から推定すると，実際にはこれよりはるかに強い風ではなかったかと考えられる。

また，同資料の中に，自動車が吹き飛ばされたという記述があるが，最近における強風と自動車被害の研究を参照すると，30m/s の風速では，自動車が土堤をのり越こえることはできないようである。

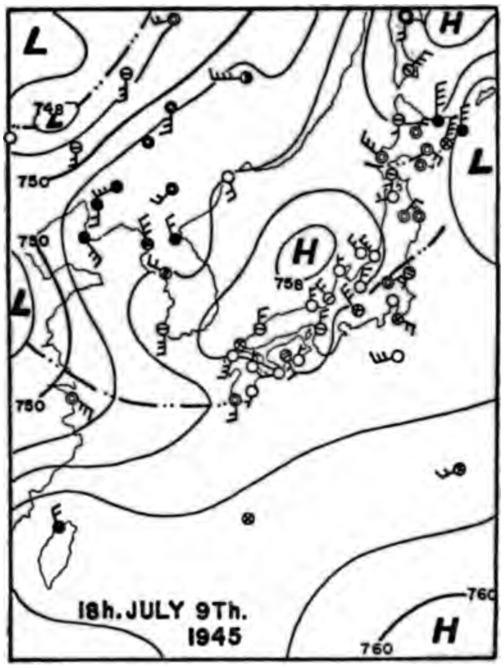



Fig. 6 Weather chart at 6 p.m. on the day when Wakayama City was burned by an air-raid. There was no front around the Wakayama district, and the weather was fine over a wide area around this district. The fire-tornado occurred under this weather condition.

## V. 震災時の雲

中央気象台の古い観測原簿によると，9月1日16時には積乱雲が観測されていた。被服廠跡上空にも，この種の雲がかかっていたことはほぼ間違いない。震災報告書の中の『小雨がパラついてきたので，雨戸やむしろで雨覆いの準備とした』という記事はこれを裏付けるものであろう。気象台の原簿には，単に積乱雲とだけしか書かれていないが，この時の雲は極めて異様な形をした積乱雲であったようである。この雲は多くの人の注目を引き，震災報告書の中にもこれに関する記事は多い。その中から，寺田寅彦教授による雲の描写をここに引用しよう。

『9月1日午後3時半頃，著者は駒込曙町の自宅の縁側に立つて，東南の空に発達する顕著な積雲を眺めていた。雲の表面は一見して普通の積雲と違つた特徴を示していた。すなわち，表面の粒状突起が細く，きわめて鮮明であつて，その肌合いは丁度先年桜島噴火のときの噴煙の写真を思い出させた。それが青く澄んだ晴れた空に盛り上がつている状況は，未だかつて見たこともない光景であつた‥‥』。ちなみに，被服廠跡は駒込曙町の位置からすれば，丁度東南の方向に当つている。したがつて，この異様な積雲が被服廠跡上空にあつたものと考えることができる。

震災資料の中に，原田三夫氏が撮つた積乱雲の写真が挿入されている(写真4)。この雲が被服廠跡の上空にかかつていたものかどうかは明らかでない。しかし，その異様な形状は寺田寅彦教授の描写そのままのような感じがする。筆者の気象観測の経験から推しても，この雲の容貌は確かに異常である。単に異常というだけでなく，巨大なエネルギーが爆発したような迫力を感じさせる雲である。この雲の形成に，湿



Plate 4 Gigantic cumulonimbus in the sky over Tokyo right after the Great Kanto Earthquake (taken by M. HARADA). The former site of the Army Clothing Depot seems to have been covered by such a cumulonimbus at that time of fire-tornado occurrence.

潤な小笠原気団と不連続線付近の成層不安定が若干寄与していたかも知れない。しかし，その主要原因は，広域大火災によつて生じた大気の成層不安定エネルギーにあるとした方が，むしろ自然であろう。

## VI. 実験的研究

火災域の周辺に竜巻の発生する事例はかなり多く見い出されたが，どうして竜巻が形成されるのか，その具体的なメカニズムはまだ明らかではない。竜巻発生当時の気象その他の資料によつて，このメカニズムを研究することは，竜巻発生環境の特殊性からいつて実際上不可能に近い。このため，著者は次善の策と考えられる実験的手法によつて，この研究を行なうことにした。実験はまだ充分でなく，定性的な結果を得たに過ぎない。中間報告的な段階であるが，ここにそれを述べよう。

### 1. 実験装置

まず，実験装置を簡単に説明しよう。この主要部分は，地表になぞらえた直径 2m の円型の金属基盤と，水平ならびに鉛直何れの方向にも任意の風速分布を与え得る風洞から成つている（写真5）。金属基盤の下部には深さ 25cm 直径 2 m の水槽が取りつけられており，槽内の水は加熱されるようになつている。つまり，水の温度を調整することによつて，金属基盤上における気層の不安定度がいろいろ変えられるようになつている。また，風洞は，よこ5列，たて3段併せて15ケの送風口を持つており，夫々が個々にファンを備えて任意の風速を出せる構造になつている（写真5）。



Plate 5 Aparatus for the experimental study of a pfire-tornado. Vortex column like fire-tornado are made on the round coper table.

### 2. 円型燃焼域の実験

最初に，金属基盤上に市街地燃焼域をもつとも単純化した円型燃焼板を置いて実験を行なつた。燃焼板は厚さ 10mm，直径 600mm のガラスウールから成つたものであり，それに燃料としてエチルアルコールをしみ込ませてある。これに点火した後，側面の風洞から風を送り，燃焼域周辺の気流がどのように変化するかを観察した。

まず，風洞ファンをとめて，風を全く与えない実験では，燃焼域周辺の気流は，燃焼域に向かつて収斂するだけで，特に変わつた気流現象は見られない。つぎに，風洞ファンの回転数を最大にし

て，強い風(約5 m/s)を送ると，火焔は横になびく。しかし，周辺の気流には取りたてて述べる程の変化は見られなかつた。最後に，風速を徐々に下げて，適度な風速(ここでは約1 m/s)を与えると，燃焼域の風下に竜巻状の渦柱の立ち上がるのが観察された(写真2(b))。この渦柱は直径数cm．高さ1 m位で，一般流に流されてゆつくり燃焼域から遠ざかつていつた。風速条件を適当に保てば，この渦柱はつぎからつぎへと形成された。

この現象は形成条件から云つて，フランスのDESSENSが野外の火災実験で見出した竜巻と本質的に同じものと考えられる。渦柱が全体として焔の方向に傾く傾向があるが，この点もDESSENSの野外実験での竜巻とよく似ている。

### 3. 逆L字型燃焼域

被服廠跡周辺における市街地延焼形状を極端に単純化すると，英語の大文字Lを肉厚にして，左右反転した形と見做すことができる。この延焼形状が竜巻発生の一つの条件ではないだろうかとの想定から，これに似た形状の燃焼板について前述と同様の実験を行なつてみた。形状が非対称なので，風速条件とは別に，風向きもいろいろと変えて実験を行なつた。結果的には，被服廠跡に竜巻が発生した場合と似たような風向条件にすると，丁度，被服廠跡の空地に対応する位置に，顕著な竜巻状の渦柱が見られた(写真6(a)(b))，(第7図)。この渦柱は円型燃焼板上で形成されたものとは異なつて，一般風に流されることはなく，大体において空地に相当する位置で旋転していた。風洞からの送風条件にもよるが，一般風に逆らつて進むこともあつた。燃焼域の面積が倍加されたためと思われるが，円型燃焼板の場合よりも，この方が渦柱の規模が大きく，かつ強烈なものであつた。詳細に観察すると，烈しく旋転している渦柱は，右側の長方型燃焼板上の焔を吸い込んで，焔を横になびかせることがあり，また，渦柱がこの燃焼板へ入り込んで火焔の竜巻とでも称すべき火柱を形成することがあつた。

## VII. 地震火災の特徴と竜巻

これらの実験結果は，被服廠跡に生じた竜巻が広域大火災によるという解釈に，一つの裏付けを

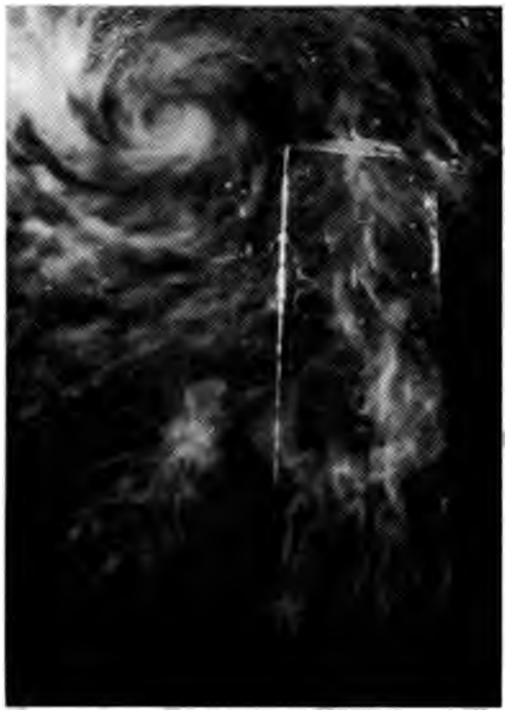


Plate 6 (a): Vortex column like a fire-tornado obtained by the burning area model of reversed "L" type. Vortex column can be seen on upper left. This picture was taken from above.

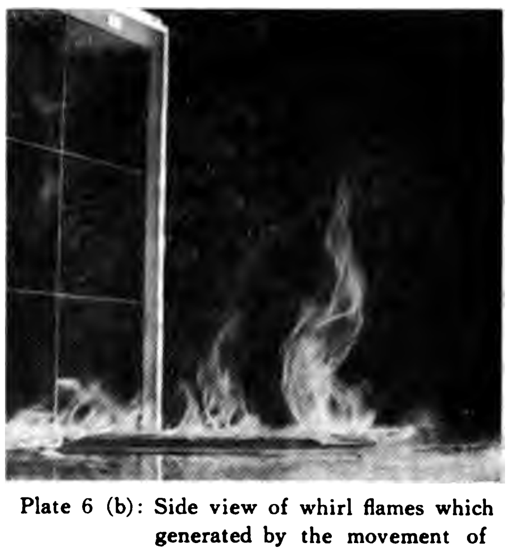


Plate 6 (b): Side view of whirl flames which generated by the movement of vortex column into the burning area.

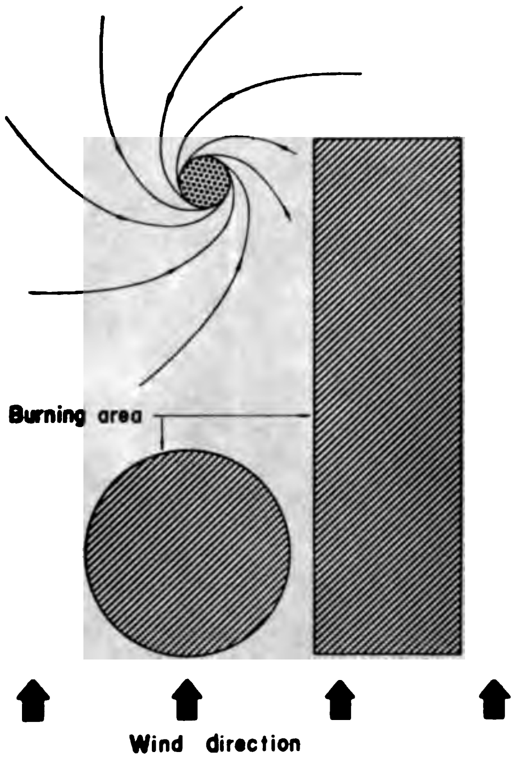



Fig. 7 Relative position between the site of vortex column and the burning area in the case when the most remarkable vortex column generated.

与えるものである。しかしながら，これと断定するには，まだ検討すべき問題がいくつか残されている。その中で，もつとも問題だと思われるものは，これまでに，大火と称せられるものが何回かあつたにも拘らず，そのさい必ずしも竜巻が起つていないことである。被服廠跡の竜巻が広域大火災によるとするならば，この疑問に一応答えておかなければならない。しかし，この問題はむずかしく，これに具体的に答えるためには，長い研究日時を要するであろう。ただ一つ考えられることは，大火にもいろいろの種類があつて，竜巻の伴ない易いものと，そうでないものがあるということである。

過去の大火の資料を当つて見ると，大多数は強風がその主因となつている。昭和9年3月21日函館市の大半を焼失させた大火の際は，最大 22.0 m/s の烈風が吹いていた。また，昭和15年1月15日静岡市の大火では 9.2m/s の風速であり，決して弱いものではなかつた。古い資料であるが，江戸の三大大火と称せられる大火は，何れも強風が主要原因となつていた。これらに共通していることは，出火点が一つであつたことである。一点から出火した火災が強風に煽られて，広域大火災に発展していつた。このさいの焼失区域を見ると，線状に伸びているのが特徴である(第8図)。

しかし，震災時の火災はこれらと全く異なつた延焼形状を示す。すなわち，出火点が数多くあつて，広い面積にわたつてそれらが同時に燃えあがり，広域大火災となつている。和歌山市の空襲火災も，これと同じ延焼形状であつた。大別すると大火災には，強風のため，線状に延焼地帯が伸びて大火になる場合と，同時多発火災によつて広く大火に発展する場合の二種類あることになる。広い地域が焼失する点で結果的には同じであるが，大火に発展するプロセスが異なる。そして竜巻が発生するのは後者の場合に多いと考えられる。

なお，広域の同時多発火災でも，竜巻現象が見られなかつた注目すべき例が一つある。昭和20年3月10日夜，現在の隅田区一帯が大空襲によつて，関東大震災を上回るほどの大火災になつた。そのさいに竜巻が発生したという記録も見当らないし，風聞も聞かない。充分調べた訳ではないので，断定的なことは述べられないが，竜巻が発生しなかつたのは，当夜，平均風速 12.5m/s の強風が吹きつのつていたためと考えられる。少なくと，円型燃焼板による火災実験からの推測ではそうなる。因に，被服廠跡で竜巻が発生した時の風速は，品川予警報信号所の観測では，南々東 4~5 m/s であつた。和歌山市の空襲火災で竜巻が発生した時も，風速は 2~3m/s 程度の風であつた。円型燃焼板の実験の項で，適度な風速の場合に竜巻が発生するという表現を用いたが，自然風の場合に，これに相当する風速は2つのような値であろう.

## VIII. むすび

以上述べた処から，被服廠跡を襲つた竜巻は大地震に伴つて発生し広域大火災が主因となつて生じたも

のと考えられる。不連続線の存在は竜巻発生の補助的な役割を演じたかも知れないが，主因と呼ばれるほどのものではなかつた。この意味からすれば，被服廠跡を襲つた強風現象は，やはり，火災旋風と称せられるべきものであろう。火災旋風の発生に同時多発の広域大火災という条件が決定的に重要であることは，和歌山市の事例が明白に証明している。これに次いで火災旋風の要因になるものは風速が適度であること，大気成層が不安定であること等である。また，火災の延焼形状も火災旋風発生の大きな要因である。とりわけ，周辺が広範囲に火災域で取り囲まれた処では，火災旋風発生の可能性は大きい。

火災旋風の重要な特徴は火災域周辺に強風と火の粉をもたらすことである。これによつて，火災の延焼域は急速に拡大され，場合によつては，その場を一瞬の間に火の海と化すことがある。

資料を当つて見ると，大規模な火災旋風の起こつた例は外国にも二，三みられる。しかしながら，火災旋風が発生して，一瞬の間に数百人あるいは数万人が焼死したという例はわが国だけにしか見られない。その理由はいろいろ考えられるが，要は，避難民の密集した広場に火災旋風が発生したためである。

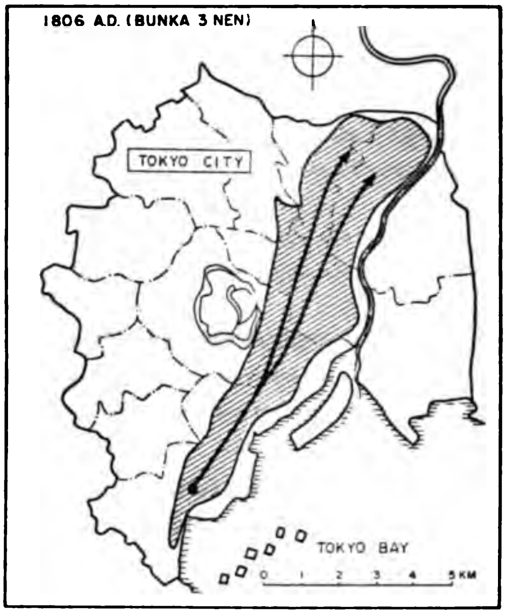



Fig. 8 An example of the greatest fire in the Tokugawa period, the fire broke out at one point and spread in a long and narrow pattern toward the lee because of being fanned by high wind.

本研究には，林　陽生氏の協力を得た。付記して謝意を表す。

## 文　献


中央気象台編(1924)：関東大震災調査報告(気象編)．pp. 1-61.

DESSENS, J. (1962) : Man-made tornadoes, *Nature*, Jan. 6, Vol. 193, pp. 13-14.

藤原咲平(1925)：横浜の旋風．震災予防調査会報告，第100号戊，pp. 275-280.

LEE, S. L. (1972) : Fire research. *Applied Mechanics Review*, May, Vol. 25, No. 5, pp. 503-509.

中田金市編(1969)：火災．共立出版社，p. 626.

奥田　穣(1973)：Private communication による．

寺田寅彦(1925)：大正12年9月1日，2日の旋風について．震災予防調査会報告，第100号戊，pp. 185-227.

和歌山市役所(1956)：和歌山市戦災史．pp. 30-40.


(1975年4月9日受理)

地学雑誌 84, 4 (1975)

# トルコのクロム鉱床

## ――アルプス型クロム鉱床へのアプローチ――

番 場 猛 夫*

# Chromite Deposits in Turkey

## ――(Approach to the Alpine Type Chromite Deposits)――

Takeo BAMBA

**Abstract**

Turkey is well known for its chromite resources. Especially, the Guleman mine, southeastern Anatolia, is the most abundant in chromite reserve of this country. The mode of occurrence of the chromite deposits of this mine is briefly described based on the author's observation. Then the ultrabasic rocks and the associated chromite ores from the Andizlik-Zimparalik area, southwestern Anatolia, being studied by MTA Institute of Turkey are introduced. Comparison between chromite deposits of Turkey and those of Hokkaido, Japan is made and it is clarified that these are quite common to each other from the view point of ore genesis.

Harzburgite or serpentinite, host rock of the chromite deposits in Turkey, generally occurs along the thrust formed during late Tertiary period. Chromite deposits enclosed in the harzburgite mass are classified into three kinds of ore: i.e. the disseminated ore partially including the stratiform ore, nodular ore and compact dense ore. The disseminated chromite ore is considered as a variety of harzburgite characterized by the presence of scattering fine-grained chromite, whereas, the mode of occurrence of the compact dense ore is different from that of the disseminated one. The dense ore shows podiform controlled by the joint directions of the host rock accompanying by the preceding disseminated ore.

Chemical analysis for the individual chromite from the Andizlik-Zimparalik area was carried out by ENGIN (1972) and it was clarified that the chromite from the dense ore is rather rich in chromium compared with the chromite from the disseminated ore. Furthermore, he pointed out that the gangue minerals associated with the dense chromite ore are generally serpentine minerals or chlorite though forsterite is main gangue mineral of the disseminated ore.

The above-mentioned features are one of the characteristics of the Alpine type chromite deposits, and these facts have been well known not only in Turkey but in Japan also. Following is a model interpreting the origin of the Alpine type chromite

* 地質調査所北海道支所 Geological Survey of Japan, Hokkaido Branch
1971-1973 トルコ国立鉱物調査開発研究所 (MTA) 勤務
(1971-1973) Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA)

deposits.

Harzburgite enclosing some chromite deposits is believed to be derived from the upper mantle material. Partial melting of upper mantle material rose through the crust in mush-state under the influence of the stress field of the Alpine orogeny. During this process, stratiform chromite occurs as the result of cumulus and most of chromite and olivine crystals may have been crushed or ground.

Subsequently, gabbro, diorite, diabase, albitite or trondhjemite dykes derived from basaltic magma intrude. They are conformable with the joint directions and are particularly numerous in the marginal areas of the harzburgite.

Hydrothermal solutions derived from the preceding dyke rocks in the deuteric stage may have formed the alteration of harzburgite and yielded the serpentinite. In addition, the hydrothermal solutions ascending along the fractures represented by the joint system may have changed the disseminated chromite ore to the compact dense ore occasionally including the nodular chromite. Hydrothermal minerals such as kämmererte or uvarovite are generally observed in the newly formed compact ore.

Serpentinization resulted in average expansion of about 20% of the original volume. This expansion may have provided some of the impetus for renewed tectonic uplift to the present loci.

During the uplift process of the serpentinite, above-mentioned chromite ore bodies may have changed their original shape and the Alpine type chromite ore bodies showing various irregular shape are formed.

## I. 緒　論

トルコがクロム鉱石の一大供給国のひとつであることはすでに周知のことである。最近10年間にトルコからクロム鉱石の供給を受けてきた国は，西独，オーストリー，アメリカ，チェコスロヴァキア，フランス，オランダ，イギリス，イタリー，ノルウェー，ポルトガル，スペイン，イスラエル，スウェーデン，スイス，ユーゴスラヴィア，ベルギー，フィンランド，ギリシア，日本，オーストラリア，東独，ブルガリア，ハンガリー，ポーランド，デンマーク，カナダ，レバノン，ルーマニアであり，世界の大半の国々がその恩恵を蒙つている。

1968年の全世界からのクロム鉄鉱の産額は495万トンで，そのうち220万トンは共産圏諸国からのものである。南ア，フィリッピン，パキスタン，トルコは非共産圏諸国としては最大のクロム鉄鉱産出国である。しかし南アとフィリッピンのものは主として耐火レンガ用であり品質を異にする。そのために金属および薬品向けクロム鉱石の産地としてのトルコの評価は一層高められることになる。

トルコからのクロム鉄鉱の輸出量は1970年の54万トンを最高とし，毎年およそ35万トンである。1971年におけるトルコのクロム鉄鉱の輸出額は金額にして1,700万ドルに達している。この金額はトルコからの総輸出鉱石（クロム，硼酸塩原料，ドロマイト，水銀，亜鉛，石綿，硫化鉄その他）の売上額4,000万ドルの半ばに近いものであり，もちろんクロム鉱石は他種鉱石の輸出金額にくらべてトップに立つている。

資料はやや古いが1970年の統計によれば，トルコのクロム鉱山数は93，そのうち国営鉱山が8，民間経営鉱山が85である。この国で最大の鉱量を保有し，最大の出鉱実績を有しているのはトルコ南東部にある国営の Guleman 鉱山で，1964年から1970年まで毎年コンスタントに20万トンを出鉱している。このような安定した供給が実現できるのは豊富な鉱量を確保していることの証左にほか

ならない。事実推定鉱量として200万トンが考えられている。トルコ西南端の Andizlik-Zimparalik 地域もまたクロム鉱産地として著名であるが，ここからの年間産額はおよそ75,000トンで上述 Guleman 鉱山のそれとくらべればはるかに小さい。とはいえ日本のクロム鉱床の規模にくらべればこの数字が驚異的なものであることがわかる。参考までにのべると日本のクロム鉱業が最盛期にあつた昭和10年代における日本全国の高品位クロム鉱石の年産額は3万トン前後である。

さてこのような巨大なクロム鉱床はどんな産状を呈するのか，鉱石はどんなものなのか，地質や母岩の岩質はどうなのかといつた問題は鉱床研究者のみならず，一般の地質家にとつても興味をそそられる問題かと思われる。本論ではまずトルコに分布する典型的なアルプス型クロム鉱床を紹介し，おわりにその成因を考察する。

筆者は古くから超塩基性岩とクロム鉱床の成因については特別の興味をもつていたのでトルコのクロム鉱床を直接観察する機会をもちたいと希つていた。幸い今回 (1971—1973) トルコに派遣され，トルコ国立鉱物調査開発研究所(MTA)に勤務し，同国の金属鉱床とくに銅鉱床の開発プロジェクトに協力する機会を与えられた。もとより与えられたプロジェクト調査に専念したのであるが，余暇をみてはクロム鉱床を視察することができた。

すでに鞠子(1974)がのべているようにトルコの地質事業は一般におくれており先進諸国からの地質専門家の受入れや国連からの援助のもとに仕事を進めているのが実情である。しかし，ことクロム鉱床に関する限り，世界の研究水準をしのぐ勢いで多くのすぐれた研究成果がえられている，1958年に出版された SCHNEIDERHÖHN, H. の鉱床学教科書をみてもトルコのクロム鉱床には多くの紙面がさかれている。この事実をみてもトルコのクロム鉱床がいかに重要な位置を占めているかがわかるであろう。したがつてここでは筆者が直接観察した結果と MTA 研究所の所員が公表している成果などをとりまぜてトルコのクロム鉱床を概観してみたいと思う。とくに重要と思われる東部の Guleman 鉱山地域と，西部の Andizlik-Zimparalik 鉱山地域に焦点をしぼることにする。

筆者がトルコに滞在中クロム鉱床成因論について種々討論された MTA 研究所の ENGIN 博士に対しこの機会に深甚の謝意を表したい。

## II. トルコのクロム鉱床の分布と位置づけ

トルコのクロム鉱床は露頭数までを加えると160におよぶといわれている。1970年にトラブゾン工科大学の Altan GÜMÜS 教授が編集したトルコの金属鉱床総覧によると第1図のように64鉱山がプロットされている。周知のようにクロム鉱床は超塩基性岩に伴われるもので，ここではハルツバージャイトを主体とし，一部蛇紋岩化した超塩基性岩を母岩として鉱床は胚胎する。第1図からも明らかなように主要鉱床はほとんど Taurids 帯に属している。ここに掲げた地質構造区分は KETIN (1966) によるものでアナトリア半島は4構造区に区分され，北側の黒海側から Pontids, Anatolids, Taurids, Border folds の4帯に分けられている。北側の地質区がより古い基盤を有しており，南端の Border folds 帯は主として新第三系の地層からなり，その北側の Taurids 帯は主として上部白亜系のオフィオライト累層からなつている。両帯は衝上断層で接しており，上部白亜系オフィオライト累層が新第三系の上位におしかぶさつて見事なナッペ構造を出現している。

アルプス造山運動がもたらした地質環境の中に生じたクロムは種々の点で共通性を有しておりアルプス型クロム鉱床とよばれ，世界のアルプス造山帯に広くみとめられ，キャリフォルニア，キューバ，日本(北海道)，インド，パキスタン，イラン，トルコ，ギリシア，ユーゴスラヴィアと続く。このタイプのクロム鉱床の形態的特徴として豆莢状，繭状を呈することなどがあげられている。

## III. Taurids 帯の地質概説

地中海に沿つて東西に走るトロス山脈が Taurids 帯とよばれる地質区である。前述のように北側の Anatolids 帯，南側の Border folds 帯にはさまれるこの構造区はオルドビス紀から中新世にわたる地層によつて構成されている。古生層か

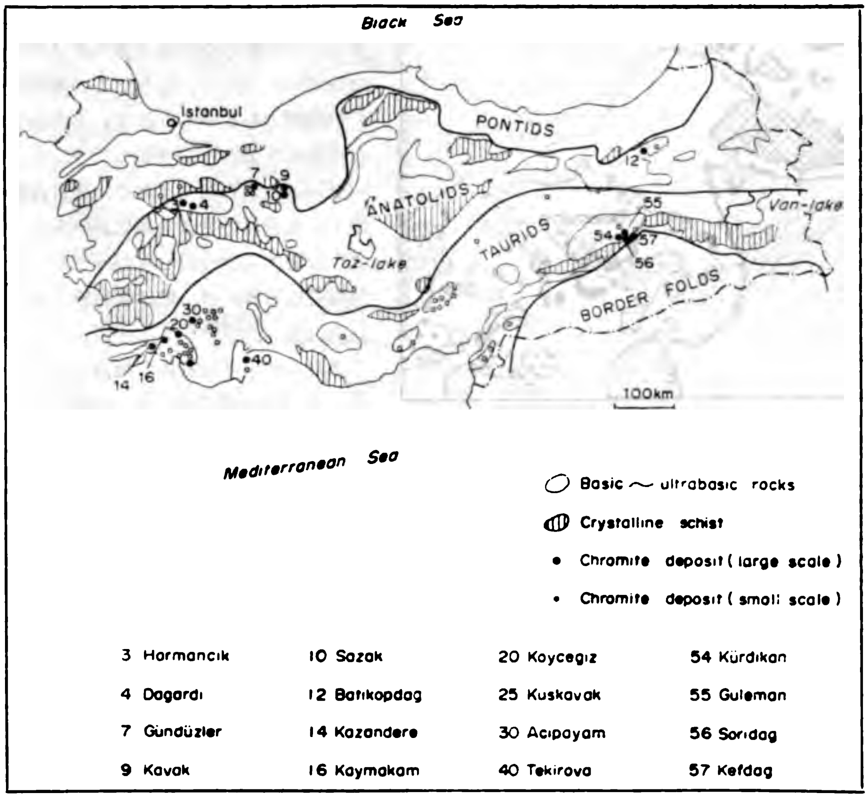



Fig. 1 Map showing the geotectonic units of Turkey and the distribution of the chromite deposits (GÜMÜS, A. 1970).

ら中生層にわたる堆積層は通常整合関係をもつて連続する。この構造区は古生代から中生代にかけて軽度の上昇運動を行なつたといわれている。この地帯の最初のアルプス造山運動は Kimmerian 階にはじまり Austrian 階に及んでいる。Austrian 階の運動のしるしは Taurids 帯東部の Bitlis 地方にあらわれている。ここでは変成地塊の上位に基底礫岩を有する上部白亜系があらわれている。

強力にしかも広範囲に及んだ造山運動は Laramian 階から白亜紀末におこなわれ，一時的擾乱は漸新世にもみられている。以後中新世までの期間に造山運動は断裂運動の形をとり，トロス山脈全体が大きい上昇をとげる。

この構造区の火成活動は白亜紀にきわめて活発であり，とくに Turonian 階，Senonian 階に激烈をきわめた。アナトリア東部の Ergani-Guleman 地域のカンラン岩ハルツバーヂャイトをはじめ，この構造区の塩基性～超塩基性岩の貫入はこの時期に属する。かつてこの火成活動は古生代の貫入とみられていたが，最近の研究（BORCHERT, 1960, KETIN, 1966）によつて上述のようにあらためられた。今ではむしろ第三紀初期に及ぶという可能性さえあらわれている。

## IV. Guleman 鉱山地域の地質と鉱床

第2図に示すように Guleman 地域はノーライトを伴う超塩基性岩からなつている。その西方およそ 20km にある Ergani 地域には大量の枕状溶岩（スピライト・ケラトファイアー）が拡がり，そこにはいわゆるオフィオライト層序を示すところの火成岩複合体，すなわち下位から蛇紋岩，ハンレイ岩，岩床状輝緑岩，が貫入している。この岩床状輝緑岩の中には世界的に著名な Ergani 鉱

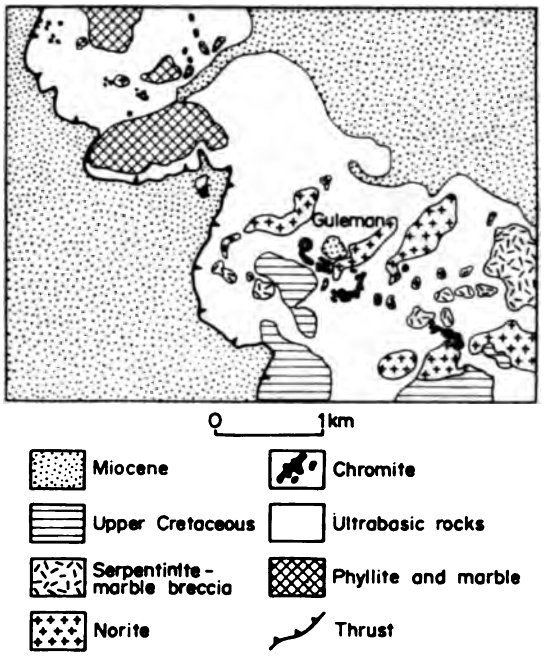



Fig. 2 Geological map of the Guleman mining area, southeastern Turkey. Thrust was modified from the map after SCHNEIDERHÖHN, H. (1958).

山の含銅硫化鉄鉱床の大鉱体が胚胎している。この複合体と銅鉱床についての詳細はすでに報告ずみ（BAMBA, 1974a, 1974b）であるのでここではふれない。ここでは Guleman 鉱山地域の地質とクロム鉱床についてのみ報告する。

Guleman 鉱山地域の地質は海成の泥岩を主とする上部白亜系を基調としこれに貫入してくる塩基性ないし超塩基性岩複合体とからなつている。上部白亜系は衝上断層を以て新第三系に接する。このスラストはいちじるしい撓曲を示すが全般的には北側に約40°の傾きを示す。超塩基性岩，ノーライトからなる複合体の厚さは鉱山付近では約2 km である。しかしこの場所は複合岩体の東南端でむしろくびれている部分である。この岩体は下位から，ダンカンラン岩，ハルツバーヂャイトからなつており，両者は漸移関係を示す。鉱床付近では角礫化がいちじるしくそのような場所には蛇紋岩化がみとめられる。この超塩基性岩体には一般に流理構造は認められない。

クロム鉱床は母岩体の延長とほぼ平行に，すなわち NW～WNW 方向に数カ所に分散して胚胎しているが主要な鉱床は角礫帯を伴つている。これらのクロム鉱床を模式的に描くと第3図のようになる。すなわち北西方では細粒斑状鉱を主体とし，南東方へ移るにしたがつて一部に緻密塊状鉱を伴うようになり東端では全て緻密塊状鉱石となる。母岩のハルツバーヂャイトには見事なわれ目（節理面）が発達しておりその方向は図示するように北西方では走向N 70°E, 傾斜 70°NW の面とそれに直交する面とが主要なわれ目であり，南東方では走向 NS, 傾斜 70°E のわれ目が顕著となる。斑状の鉱石は1 mm 前後の細粒のクロム鉄鉱がやや密に濃集するもので一般に方向性を有たないが，ときに局所的ではあるが顕著な縞状構造を示すことがある（第4図）。この縞状鉱石を第4図に，無方位斑状鉱石を第5図にそれぞれ示す。緻密塊状鉱石と斑状鉱石との関係を第5～6図に示す。図からわかるように塊状鉱体は斑状鉱体の一部にレンズ状～豆莢状を呈し，明らかに母岩の節理構造の支配をうけて胚胎する。この場合は上述の主要節理系 N 70°E, 70°N 面にそつて胚胎していること

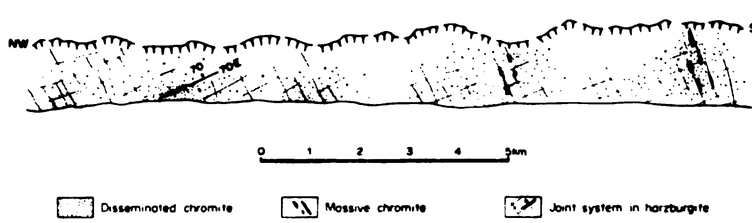



Fig. 3 Schematic profile of the harzburgite enclosing several chromite deposits in the Guleman mining area (BAMBA, T. 1972).



Fig. 4 Stratiform chromites from the Guleman mine (BAMBA, T. 1972).



Fig. 5 Relationship between the disseminated chromite ore and the compact dense chromite ore (do) in the Guleman mine. Joint structure control is observable (BAMBA, T. 1972).

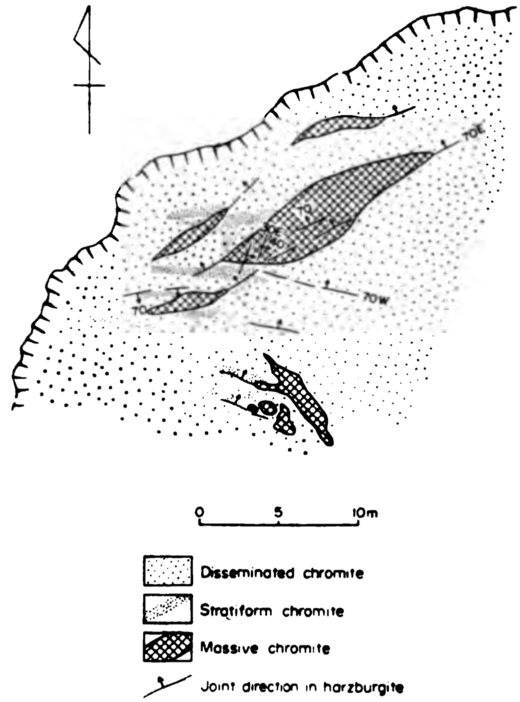



Fig. 6 Geologic sketch illustrating the mode of occurrence of the disseminated chromite ore and that of the compact dense ore in the Guleman mine (BAMBA, T. 1972).

がわかる。このような事実はすでに斉藤と筆者(1953)が北海道の日東クロム鉱山のクロム鉱床の研究で明らかにしたところで，アルプス型クロム鉱床の典型的な産状とみてよいであろう。この図に示した鉱体は小さいが，鉱床の胚胎状況を観察するためにとくに小鉱体をえらんでスケッチの素材としたもので，この付近には大規模鉱体が広く賦存していることは云うまでもない。しかしその基本的産状はここに示したものと全く変わらない。

鉱石品位は $Cr_2O_3$ で往時50～52％であつたが，今は若干低下し，35～48%といわれている。しかし磁鉄鉱を除去することによつて品位の向上安定が可能であるとみられている。この鉱山では最近巨額を投じて磁選機を設備する計画をもつている。

鉱石研磨片を反射顕微鏡で観察すると，塊状鉱石の中に多くの細脈状，細集片状をなす赤鉄鉱が伴われている。斑状鉱を構成する個々のクロム鉄鉱粒にはその周りに不規則な磁鉄鉱のリムを伴つている。また塊状鉱石には少量ながら菫泥石（クロム緑泥石）が伴われ，熱水溶液の影響を蒙つたあとがみとめられる。上述のような鉱物共生は日本のクロム鉱石にも広くみとめられているところであり，鉱床の生成機構は日本の場合（番場，1963）と同じように考えてよいと思われる。

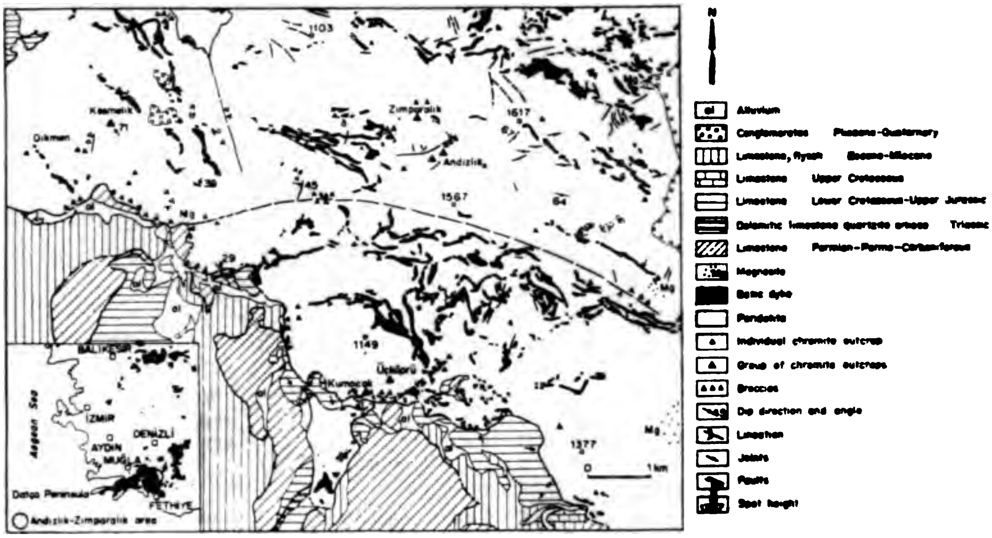


Fig. 7 Geological map of the Andizlik-Zimparalik area, southwestern Turkey (ENGIN, T. 1972).

## V. Andizlik-Zimparalik 鉱山地域の地質とクロム鉱床

この地域はアナトリア半島の西南端に位し，南は地中海，西はエーゲ海に接し，地質的には Taurids 帯西端にあたる。この地域の超塩基性岩とクロム鉱床については近年 MTA 研究所の T. ENGIN (1970a, 1970b, 1971, 1972) によつて詳しい研究がおこなわれている。以下 ENGIN の記載に負うところが大きい。

この地域の超塩基性岩は北側と南側とでスラストによつて境される。南側のスラストは北側に27～50°傾き，スラスト面にあらわれるすべり面の観察からこの運動は北西から南東に向つておしあげた性格であることを示している。このスラストは少なくとも東西におよそ 30km の延長を有している。

この岩体をとりまく地質は第7図に示すようにもつとも古い地層は化石にとむ二畳～石炭紀の泥岩，珪岩，砂岩，石灰岩で，これらは超塩基性岩の南側一帯を占める。

二畳紀石灰岩はひどく破砕されていることが特徴で，その一部は超塩基性岩と直接接触し，その接触面は超塩基性岩側に向つて傾斜する。この地層の上位は三畳系に覆われる。

三畳系は主にドロマイト質石灰岩と珪岩とからなり超塩基性岩の周りにせまい分布を示している。

上部ジュラ系と下部白亜系は破砕のひどい珪化石灰岩でこれも超塩基性岩と直接接している。その接触面はもちろん超塩基性岩の側に傾斜している。上述三畳系のドロマイトとは整合関係を示す。

上部白亜系の分布はせまく地域の南東部に極限される。

始新統はここでは石灰岩からなり，中新統は石灰岩を主とするフリッシュの地層からなる。この地層中に起塩基性岩のブロックや石炭紀，白亜紀の石灰岩塊がとりこまれている。

赤褐色を呈するラジオラリアチャート，緑色を呈するスピライトは超塩基性岩の中に含有されるほかスラストにそう堆積岩の中にも多くみとめられる。すでに STEINMANN (1927) が "Steinmann Trinity" とのべたオフィオライト岩石群すなわち蛇紋岩，スピライト，チャートが一緒に出現する岩石の組合せはここに典型的な形であらわれている。

このような事実にもとづいてここの超塩基性岩

の emplacement は次のように説明されている。「地殻の中をカユ状をなして上昇してきたペリドタイトはその上昇過程で地向斜の中のチャート，スピライトをとりこんだ。とくにペリドタイトの周辺でとりこみがいちじるしい事実がそのことをうらずける。捕獲された物質が上部ジュラ系から下部白亜系岩石であることからペリドタイトが上昇した時期はアルプス造山運動の中で Laramide 階に相当する(KETIN, 1966)。

この地域の超塩基性岩の岩型はハルツバーヂャイトを主とする。$F_0$ 成分にとむカンラン石，斜方輝石，蛇紋石等からなり，単斜輝石，クロム鉄鉱，磁鉄鉱などが副成分鉱物として伴われる。他の岩型としてダンカンラン岩，レルゾライトがあるがこれらは野外では識別しがたい。

蛇紋岩化と角礫化とは岩体周辺部や断層にそって顕著にあらわれる。岩体内には輝岩，輝緑岩の岩脈が多く発達する。前者は幅 2〜3cm の細脈から 30〜40cm，ときに 3〜4m，まれに 50〜60m の規模に達することがある。輝岩の主成分は斜方輝石であり，少量の単斜輝石やクロム鉄鉱を伴っている。輝緑岩は単斜輝石，斜長石，チタン鉄鉱などからなり，カンラン岩体の中に多数あらわれる。規模は幅 50cm 程度のものから 250m のものまでがあり，大きいものの延長は 2km に達する。これらの岩脈の分布は第7図に示されるが，その貫入方向は断層方向と一致している。この方向は同時にクロム鉄鉱鉱体の延長方向にも一致している。

以下は筆者の推定であるが，岩脈もクロム鉄鉱鉱体も共にカンラン岩の一定節理面にそつているにちがいない。それは前述の Guleman 鉱山の例からみても，また日本のクロム鉱床の産状からみても容易に推定することができる。

クロム鉄鉱はカンラン岩の副成分鉱物の形をとるものから経済的価値を有する濃集塊をつくるものまでがある。集合体は豆莢状を示すもの，団塊状をなすもの，塊状のものなどさまざまである。クロム鉄鉱が密に集結した部分の脈石は蛇紋石，陽起石，緑泥石でカンラン石を欠く，クロム鉄鉱の密集塊の個体の規模は 1〜2m，ときに 50m の長さを有し，厚さは 0.5m 程度のものから 7〜8 m に及ぶ。鉱体と母岩との境界は鮮明であるがこの部分は蛇紋岩化や角礫化がとくにいちじるしい。層状，縞状をなす鉱体があるにはあるがそれはきわめて限られたせまい範囲である。縞状鉱体は厚さ 3〜4mm のクロム鉄鉱のやや濃集した細縞からなり，自形性の強いクロム鉄鉱の集合からなる。その規模は 1〜2m の走向延長で消滅する。球顆状鉱石をつくるクロム鉄鉱の集合個体は前述莢状鉱体の一部にあらわれ，クロム鉄鉱からなる球顆は長さ 2cm，径 1cm である。クロム鉄鉱の球顆と脈石との量比は50：50である。この球顆を構成するクロム鉄鉱について球顆の中心部と周辺とで "unit cell" の測定がおこなわれている。中心では 8.34Å，周辺では 8.30Å でその間に0.04Å の差のあることが明らかにされている。この事実はおそらく組成的にも変化を有していることを暗示するものであろう。

何故球顆ができるるかは論争中のことがらで，SNELGROVE (1968) はマグマの早期の分別結晶作用によるもので，マグマ溜りの上位で結晶したクロム鉄鉱が沈降過程で増加する熱も加わつて結晶個体は侵食されながらも集合した結果と考えた。しかしこの種のクロム鉄鉱がアルプス型超塩基性岩に限つて出現することの意義は理解されていないし，縞状鉱床との成因関係についても未解決である。THAYER (1960) はこの点が今後のアルプス型クロム鉱床研究の問題点であると指摘している。一方 ENGIN (1972) はこの問題はアルプスの構造発達史の観点から説明されるべきであると提案している。

さて本地域のクロム鉱床の母岩の主体はハルツバーヂャイトであるが，その50%は蛇紋岩化している。蛇紋岩化は岩体の周辺部から内側に向つて次第に進行したらしく岩体の中心部には多量のカンラン石の残晶がみとめられる。興味あることは蛇紋岩化のいちじるしい部分にのみ磁鉄鉱が出現する事実で，磁鉄鉱は蛇紋岩化に際して生成されたものと考察されている(ENGIN, 1972)。また蛇紋岩化は一回の作用で完了したわけではなく2〜3回の輪廻を有しており，最初に生じたものは $\alpha_1$ 型，次いで $\alpha_2$ 型‥‥とよばれている (ENGIN, 1972)。このような蛇紋石の取扱いはすでに番場

Table 1 Electron microprobe spot analysis of chromites from the Andizlik-Zimparalik area, southwest Turkey (ENGIN and AUCOTT, 1971).

Chromites from chrome ore

| | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | F47.11 | F47.12 | F47.13 | F47.14 | F47.15 | F47.16 | F47.17 | F47.18 | F47.19 | F47.110 | F47.21 |
| $Cr_2O_3$ | 56.48 | 57.02 | 62.59 | 63.56 | 62.04 | 61.92 | 56.33 | 57.88 | 55.84 | 56.21 | 56.75 |
| $Al_2O_3$ | 12.78 | 12.87 | 3.24 | 1.27 | 2.81 | 2.66 | 12.68 | 13.17 | 13.92 | 12.60 | 12.76 |
| FeO* | 17.93 | 17.78 | 23.92 | 26.04 | 28.13 | 28.14 | 18.34 | 18.57 | 18.11 | 18.56 | 17.48 |
| MgO | 12.81 | 12.33 | 10.25 | 9.13 | 7.02 | 7.29 | 12.65 | 10.38 | 12.13 | 12.63 | 13.00 |
| | F47.22 | F47.23 | F47.24 | F47.25 | F47.26 | F47.27 | F47.28 | F47.29 | F115.11 | F115.12 | F115.13 |
| $Cr_2O_3$ | 57.51 | 53.82 | 56.80 | 57.23 | 56.36 | 57.57 | 57.13 | 56.29 | 54.59 | 54.53 | 54.31 |
| $Al_2O_3$ | 13.25 | 12.39 | 12.88 | 12.78 | 12.65 | 12.85 | 12.95 | 14.34 | 14.65 | 14.55 | 14.55 |
| FeO* | 16.88 | 21.26 | 17.46 | 17.09 | 16.98 | 16.84 | 17.10 | 21.80 | 16.99 | 17.00 | 17.13 |
| MgO | 12.36 | 12.52 | 12.86 | 12.90 | 13.01 | 12.73 | 12.82 | 7.56 | 13.78 | 13.92 | 14.00 |
| | F115.14 | F115.15 | F115.16 | F115.17 | F115.21 | F115.22 | F115.23 | F115.24 | F115.25 | F115.26 | F31.11 |
| $Cr_2O_3$ | 48.34 | 54.14 | 54.17 | 53.97 | 54.63 | 53.71 | 54.28 | 54.79 | 51.74 | 54.40 | 60.37 |
| $Al_2O_3$ | 15.02 | 14.60 | 9.22 | 8.12 | 13.97 | 14.73 | 14.02 | 13.15 | 9.73 | 9.27 | 11.39 |
| FeO* | 28.31 | 18.12 | 28.43 | 2.893 | 21.40 | 19.04 | 20.03 | 21.51 | 29.04 | 27.62 | 14.50 |
| MgO | 8.33 | 13.13 | 8.18 | 8.98 | 10.00 | 12.52 | 11.67 | 10.55 | 9.48 | 8.72 | 13.74 |
| | F31.12 | F31.13 | F31.14 | F31.15 | F31.16 | F31.17 | F31.18 | F31.19 | F31.110 | F31.111 | |
| $Cr_2O_3$ | 59.28 | 59.48 | 58.77 | 58.25 | 58.25 | 60.65 | 58.59 | 58.27 | 58.31 | 58.54 | |
| $Al_2O_3$ | 11.59 | 12.24 | 11.28 | 11.82 | 11.90 | 10.03 | 11.36 | 11.48 | 11.66 | 11.66 | |
| FeO* | 15.30 | 14.72 | 15.72 | 15.27 | 15.10 | 15.80 | 15.68 | 15.66 | 15.13 | 15.09 | |
| MgO | 13.82 | 13.56 | 14.23 | 14.66 | 14.72 | 13.52 | 14.36 | 14.60 | 14.91 | 14.71 | |

Accessory chromites from harzburgites

| | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | F44.11 | F44.12 | F44.13 | F44.14 | F44.21 | F44.22 | F44.23 | F44.24 | F44.25 | F251.11 | F251.12 |
| $Cr_2O_3$ | 46.26 | 45.83 | 42.46 | 42.92 | 44.86 | 44.13 | 46.77 | 46.50 | 44.44 | 51.01 | 51.85 |
| $Al_2O_3$ | 22.57 | 23.07 | 25.39 | 25.30 | 23.86 | 24.27 | 22.63 | 22.53 | 23.87 | 18.18 | 17.32 |
| FeO* | 19.44 | 19.46 | 20.24 | 18.90 | 18.71 | 18.67 | 18.37 | 18.80 | 19.56 | 19.06 | 18.93 |
| MgO | 11.72 | 11.65 | 11.91 | 12.88 | 12.58 | 13.02 | 12.22 | 12.17 | 12.13 | 11.75 | 11.90 |
| | F251.13 | F251.14 | F251.21 | F251.22 | F251.23 | F29.11 | F29.12 | F29.13 | F29.21 | F29.22 | |
| $Cr_2O_3$ | 51.32 | 51.26 | 50.00 | 51.60 | 48.86 | 44.85 | 46.65 | 44.81 | 42.50 | 47.13 | |
| $Al_2O_3$ | 17.90 | 17.61 | 19.06 | 17.80 | 19.50 | 22.23 | 21.00 | 22.41 | 24.37 | 20.19 | |
| FeO* | 19.15 | 19.89 | 19.67 | 19.16 | 20.04 | 21.59 | 21.32 | 21.24 | 21.03 | 21.75 | |
| MgO | 11.63 | 11.23 | 11.27 | 11.45 | 11.60 | 11.33 | 11.03 | 11.54 | 12.10 | 10.92 | |

*Total iron as FeO.

ENGIN and AUCOTT (1971)

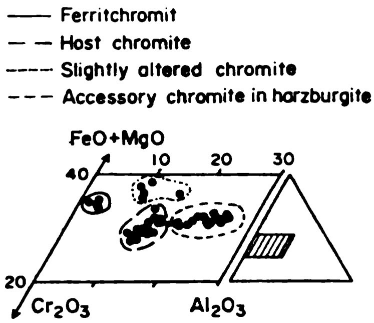



Fig. 8 Relationship between the accessory chromites of the harzburgite, host chromite and ferritchromite' zones in the system $Al_2O_3$-$Cr_2O_3$-(Feo+MgO) (ENGIN, T. 1971).

(1963)が日本の蛇紋岩について提唱してきた方法である。

ENGIN and AUCOTT (1971)の研究によると，この地域に産出するクロム鉄鉱の化学組成はマイクロプローブアナライザーで分析され，第1表に示すような値がえられている。その結果結晶の内部から外側に向つて $Al_2O_3/MgO$ と $Cr_2O_3/FeO$ の比率は第9図のように変化することが明らかにされた。また塊状をなす鉱石を構成するクロム鉄鉱とハルツバーヂャイトの副成分鉱物として産出するクロム鉄鉱との分析結果は第8図のようにまとめられた。塊状大塊をなすものが一段と Cr 組成に富むことは日本のクロム鉱石の場合と同じであり(番場 1963)，きわめて興味深いことといわなければならない。

## VI. アルプス型クロム鉱床の成因

本論ではまずトルコのクロム鉱床の経済的位置づけを明らかにし，ついで Guleman 鉱山と Andizlik-Zimparalik 鉱山地域のクロム鉱床の例を引用して，トルコのクロム鉱床の特質を概説した。そしてそれらが規模の大小はともかくとして日本の北海道神居古潭帯蛇紋岩に胚胎するクロム鉱床ときわめて類似するものであることを明らかにした。

本論ではトルコの塊状クロム鉱床も母岩の超塩

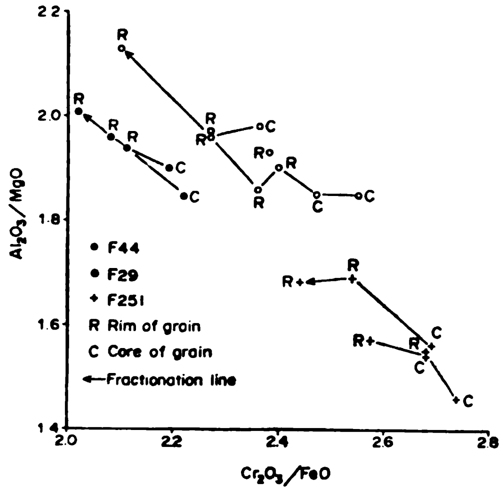



Fig. 9 Variation of the $Cr_2O_3/FeO$ and $Al_2O_3/MgO$ ratios between the rims and cores of the accessory chromites in the harzburgite (ENGIN, T. 1971).

基性岩の節理構造の支配をうけている事実や可能性についてのべてきたが，これは節理構造にそつてクロム鉄鉱が上昇してきたことを意味しているわけではない。したがつて本論を正しく理解して頂くために筆者の考えている。アルプス型クロム鉱床成因論なるものを概説して結言にかえることにする。

マントル上部に存在した超塩基性岩漿は造山運動の初期ないし先駆的段階で生じた地殻のわれ目を押しわけて上昇する。その過程で温度の低下に伴つて溶融ケイ酸からクロム鉄鉱，カンラン石などが結晶する。クロム鉄鉱がもっとも早期の晶出物であることはカンラン石の中にとじ込められた自形クロム鉄鉱をみても明らかである。地殻深部で晶出したこれらの鉱物はまだ多量の溶解ケイ酸塩を伴つておりカユ状物質として上方に運ばれる。その過程でたがいに磨耗し合い，丸味をおびた結晶の集合体として地殻中部にその位置を占める。この過程でいちじるしく破砕される結晶個体も出現する。もし比較的地殻の上部でカンラン石が晶出したときは互に磨耗し合う過程を欠き，自形性を保つたカンラン石がたがいに縫合した構造をもつ岩石としてあらわれるだろう。このような

場合にはクロム鉄鉱も自形性を保存するはずである。いずれにしても上昇の過程で岩漿が流動性にとんでいる場合には岩石に流理構造ができるだろう。岩漿が流動的な段階ではクロム鉄鉱は重力分化をおこない，一定の層準に濃集し，クロム鉄鉱の胚胎層準なるものが実現される。細粒斑状鉱石あるいは縞状鉱石とよばれるような相が上述の胚胎層準に位置を占める。

カンラン岩の上昇はそれが通過した玄武岩層をしげきし，玄武岩層から部分溶融によつて生じた種々の成分を有する溶解ケイ酸塩が同じ通路を通つて上昇する。ハンレイ岩，閃緑岩，輝緑岩などを放出した溶融ケイ酸塩は次第に $H_2O$, $Na_2O$, $SiO_2$ を増し，トロンエム岩，石英曹長岩などを産み出してゆく，これらの岩石は岩脈として超塩基岩の内部およびその周辺に貫入する。上述一連の火成活動によつて岩漿ダマリの中に蓄積された揮発性物質は高温の熱水溶液としてカンラン岩内部のわれ目や断層にそつて上昇し，カンラン岩を部分的にあるいは全面的に熱水溶液に浸す。この過程で蛇紋岩化が進行する。このときの温度，圧力は BOWEN & TUTTLE (1949) の $MgO\text{-}SiO_2\text{-}H_2O$ 系の研究からみて深度9マイル以浅，温度500°C以下と推定される。

熱水溶液がクロム鉄鉱の胚胎層準に及ぶと上述斑状クロム鉄鉱石の一部は再生され，一部は緻密塊状のクロム鉄鉱鉱石に生まれ変る。この際クロム成分は一部珪酸塩と結合してクロム柘榴石やクロム緑泥石をつくり，塊状鉱石の一部を構成する。クロム柘榴石の溶融実験は GLASSER and OSBORN (1958) によつておこなわれ，一気圧では1370°C で $\alpha\text{-}CaSiO_3$ と $Cr_2O_3$ とに分解することが明らかにされている。地表下深いところの高圧の下ではより容易に上述の反応は実現するだろう。したがつて含クロム鉱物の再結晶作用は理にかなうものと考えることができる。この熱水溶液の通路はカンラン岩のわれ目であつて，再生されたクロム鉄鉱はわれ目すなわち節理構造にそつて生成される。これが緻密塊状をなすクロム鉄鉱鉱床の節理系支配と結びつく。

マントルから地殻の一部へ移動した超塩基性岩は前述のようにして蛇紋岩化を蒙るが，この過程で岩体の容積は約20%増大することになる。この岩体の膨張が蛇紋岩体の新しい上昇を促進する。この過程では蛇紋岩体は冷却しているので周りの岩石に対して接触変成作用を与えるようなことはない。造山運動の末期すなわち山脈の浮きあがりの時期に蛇紋岩はスラストにそつてさらに大きい衝上をおこない，その際に蒙むる偏圧によつて蛇紋岩の一部は破砕され，角礫化したり片状化したりする。この過程で前述の節理系支配を示していたクロム鉱床は二次的に変形し，きわめて複雑な形態を呈するようになる。

以上は筆者が考えているアルプス型クロム鉱床生成のモデルである。これは筆者が日本の各地，ヨーロッパ，トルコ，南米アンデス等で収集した多くの野外観察の綜合であるが，もとより最近の実験岩石学の進歩によつてえられた成果を勘案して再考しなければならない問題点を含んでいる。

又一方では最近急速な流行をみたプレート論なるものがある。プレート論によれば蛇紋岩は海底地殻の構成物でプレートの動きにのつて大陸周辺の地向斜の下にもぐり込み，造山運動と共に地向斜堆積物の中に無数の破片として組み入れられるということである (DIETZ, R. S. 1963)。このような考え方は壮大であるが調和のとれた蛇紋岩の産状を説明するには不適当である。蛇紋岩は構造帯の中でもとくに動力的圧砕的な地質環境の部分にその位置を占めるものである。ミロナイトを受身のテクトナイトとみるならば蛇紋岩は主導型テクトナイトとして位置づけることができるだろう。

(1975年3月20日受理)

## 文　献

1) 番場猛夫 (1963)：本邦クロム鉱床の成因的研究．地質調査所報告，**200**, 1–68.
2) BAMBA, T. (1974) : Ophiolite from the Ergani mining district, southeastern Turkey. *Mining Geol.* 24, 297–305.
3) BAMBA, T. (1974) : Copper deposits of the Ergani mining district, southeastern Turkey. *Mining Geol.* 24, 389–400.
4) BORCHERT, H. (1960) : Chromitvolkommen in der Umgebung von Yesilova-Burdur. MTA. Publ. 105.

5) DIETZ, R. S. (1963) : Alpine serpentinites as oceanic rind fragments. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 74, 947–952.

6) ENGIN, T. and HIRST, D. M. (1970) : Serpentinization of harzburgites from the alpine peridotite belt of southwest Turkey. *Gem. Geol.* 6, 281–295.

7) ENGIN, T. and HIRST, D. M. (1970) : The alpine chrome ores of the Andizlik-Zimparalik area, Fethiye, southwest Turkey. *Trans. Inst. Mining Met.* sect. B, 79, B, 16–27.

8) ENGIN, T. and AUCOTT, J. W. (1971) : A microprobe study of chromites from thé Andizlik-Zimparalik area, southwest Turkey. *Miner. Mag.* 38, 76–82.

9) ENGIN, T. (1972) : Petrology of the ultramafic rocks and brief geology of the Andizlik-Zimparalik area, Fethiye, southwest Turkey. *MTA. Bull.* 78, 1–18.

10) GÜMÜS, A. (1970) : Turkiye metalojenisi. *MTA. Rept.* 144.

11) GLASSER, F. P. and OSBORN, E. F. (1958) : Phase equilibrium studies in the system $CaO$-$Cr_2O_3$-$SiO_2$. *J. Am. Ceram. Soc.* 41, 358–367.

12) KETIN, I. (1966) : Tectonic units of Anatolia. *MTA. Bull.* 66, 23–34.

13) 鞠子　正(1974) : トルコの地質. 地学雑誌, 83, 242–256.

14) 斉藤昌之・番場猛夫 (1953) : 日東クロム鉱山の鉱床形態. 鉱山地質, 3, 30–39.

15) SCHNEIDERHOHN, H. (1958) : Die Chromerzlagerstätten in die Erzlagerstätten der Erde. Bd. 1 Gustav Fischer Verlag, Stuttgart. 93–99.

16) SNELGROVE, A. K. and ROUTSOLA, A. P. (1968) : Nodular chromite with particular reference to Hinduragh deposits, west Pakistan. *Geol. Bull. Punjab Univ.* 7, 31–43.

17) STEINMANN, G. (1927) : Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. 9ve Cong. Intern. Geol. (Madrid), C. R. fase 2, 637–668.

18) THAYER, T. P. (1960) : Some critical differences between alpine type and stratiform peridotite-gabbro complex. Norden Intern. Geol. Cong. Part 13, 247–259.

地学雑誌 84, 4 (1975)

# ドナウ変動

## ――ドナウ流域の地殻変動と大間氷期――

阪口 豊*

## Danubian Oscillation

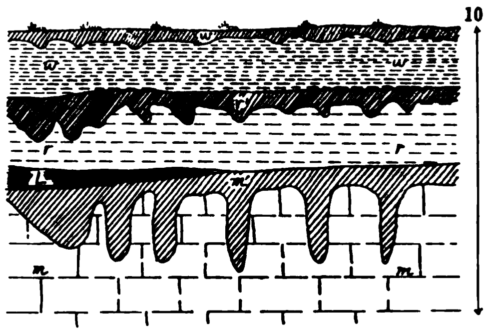
### — A Crustal Movement in Danube Region and Great Interglacial —

Yutaka SAKAGUCHI

### I. アルプスの"大間氷期"

ミュンヘン周辺のアルペンフォアラントはアルプスの第四紀氷期の編年の古典的な標式地として知られている。A. PENCK はそこでの精力的な野外調査の成果により，初めは3回の氷期を，ついでこれを修正し4回の氷期と3回の間氷期の存在を明らかにした。彼の研究の経緯と成果は地理学教授の資格審査のためミュンヘン大学に提出され1882年に出版された論文"Die Vergletscherung der Deutschen Alpen"と，その20年後の1901/09年に出版された。BRÜCKNER との共著"Die Alpen im Eiszeitalter"につぶさに記るされている。

1884年，PENCK はミュンヘン近郊のグライセンバッハ谷にあるダイセンホーフェン付近の石切場で3枚の礫層が重なり合つている状態に注目した(第1図)。礫層はそれぞれの特徴により，上から PENCK が"低位段丘礫層"，"高位段丘礫層"，"ミュンヘンシート状礫層 (Münchener Deckenschotter)"と呼んでいるものに対比されることがわかつた。現在シート状礫層は旧期と新期に2分されているが，ミュンヘンシート状礫層は新期のものである。低位段丘礫層はヴュルム氷期，高位段丘礫層はリス氷期，新期・旧期シート状礫層はそれぞれミンデル，ギュンツ氷期に形成されたものである。この露頭でとくに目を引くのは，いずれの礫層の場合にもその表層に風化殻が発達し，しかもその下限はつららのように礫層




第1図 ミュヘン南部ドライセンホーフェンの露頭(PENCK & BRÜCKNER, 1901/09)
w：低位段丘礫層，w'：同風化殻，r：高低段丘礫層，r'：同風化殻，m：ミュンヘンシート状礫層，m'：同風化殻，L：レスローム.

の中に垂れ下つていることである。PENCK はこの状態をパイプオルガンのパイプになぞらえ"Geologische Orgeln"と呼んだ。

PENCK は調査を進めてゆくうちにこのような現象がアルペンフォアラントのいたるところに見られることに気付いた。しかも，ギュンツ，ミンデル両氷期のモレーンや礫層はリス氷期やヴュルム氷期のモレーンや礫層にくらべ著しく風化されているという一般性が認められたのである。ドライセンホーフェンのミンデル氷期のナーゲルフルー（石灰質のマトリックスで固結された多孔質の礫層で，けずられると岩壁から礫が釘の頭のように突きでるのでこの名がある）の"パイプ"の長さは 6~8m に達するのに対し，ヴュルム氷期の礫層の風化殻の厚さは 30cm にも及ばない。一方

* 東京大学理学部地理学教室 Univ. of Tokyo

リス氷期の礫層の風化殻の厚さは，ヴュルム氷期のものよりは風化してはいるがミンデル氷期のものにはとうてい及ばない。そこで PENCK はこれらの風化殻の厚さに基づいて，後ヴュルム期，リス・ヴュルム間氷期，ミンデル・リス間氷期の地学的営力によつてなされた仕事は1：3：12の関係にあると推論した。仕事は力と時間の積であるから，単位時間の仕事がいずれの時代にも一定であつたとすれば，この比は時間の長さの割合を示すことになる。従つてリス・ヴュルム間氷期は後ヴュルム期(現在の後氷期とみなしてよいであろう)の３倍の長さがあり，ミンデル・リス間氷期は３者の中でもつとも長くリス・ヴュルム間氷期の４倍の長さをもつことになる。これがミンデル・リス間氷期が“大間氷期”といわれるようになつた所以である。

PENCK はさらに風化殻の厚さ以外のいくつかの証拠をあげてミンデル・リス間氷期が他の間氷期にくらべ長かつたことを立証しようとした。たとえば，アルプスの山麓に刻まれた谷を見ると４氷期の礫層が段丘状に分布しているが，はじめの２氷期の礫層はあとの２氷期の礫層よりもはるかに高い位置にあるところがみられる。このことからミンデル氷期とリス氷期の間には他の間氷期にくらべ侵食作用が著しく盛んであつたと推定される。その原因として侵食営力の増大を仮定すると，ミンデル・リス間氷期にはこれまでにくらべはるかに多量の水が存在しなければならないが，当時のアルプスの降水量が現在の２倍に達するような環境にあつたとはとうてい考えられない。ところがミンデル・リス間氷期に水によつてなされた仕事はそれ以後になされた仕事の２倍をはるかに越えている。このことから PENCK はミンデル・リス間氷期の谷形成の異常をその時代の長かつたことに帰した。

またギュンツ，ミンデル氷期の礫層やモレーンは概してリス，ヴュルム氷期のそれよりも著しく団結化が進んでおり，そのうちのあるものは古くから建築用材などとして利用されている。リス氷期の礫層の中にしばしばギュンツ，ミンデル氷期のナーゲルフルーが礫として発見されることから，固結化はリス氷期以前に終了していたことは疑う余地がない。一方，ポー平野縁辺ではくさり礫の形成，深層風化，赤色土化が著しくギュンツ氷期の堆積物ではその厚さは 80m に及ぶところすらあるというが，これらの風化作用は古い氷期の堆積物に限られている。気候条件のちがいのため南部山麓地帯の方が北部のそれよりもこの種の風化作用は盛んであつたが，アルペンフォアラントでもシート状礫層がときに完全に風化して赤色砂礫に変じており，このような風化作用はリス氷期の始る前に終了していることが明らかにされている。このような堆積物の固結度，風化度のちがいをもたらした原因を PENCK はミンデル・リス間氷期の異常な長さに求めたのである。

R. F. FLINT (1971) は PENCK の列挙した根拠ではミンデル・リス間氷期を“大間氷期”と認定するわけにはいかないとして問題にしていない。ミンデル・リス間氷期の経続時間はやがて層位学的方法と絶対年代測定法によつて決定される時がくるであろう。しかし，G. M. RICHMOND (1970)のように“大間氷期”を肯定した上で風化殻の厚さを遠隔地対比の鍵として利用するような試みは過渡的段階として今後もしばらくは行われるであろう。

ミンデル・リス間氷期は前述の理由により“大河谷形成期”とも呼ばれるが，その主因は果して間氷期の長さにあるのであろうか？　以下筆者の1972，1974年の研究成果を中心に当時まだ著者の目に触れなかつた文献を加味してこの問題を検討してみたい。

## II.　ドナウ川の段丘

### 1.　従来の研究

PENCK と E. BRÜCKNER (1901/09) のアルペンフォアラント西部，H. HASSINGER (1905) のウィーン盆地，J. CVIJIĆ (1907) のカルパチア山脈の横谷部―鉄門 (Eiserner Tor) における研究は今日のドナウ川段丘研究のすぐれた先駆であつたといえよう。第２次大戦後は第四紀学のめざましい発展に促され段丘の対比，編年の再検討が行われたが，J. FINK & H. MAJDAN (1954) のウィーン地域の研究はその後の段丘研究の基礎となつた。M. PECSI のハンガリー領域での研究では

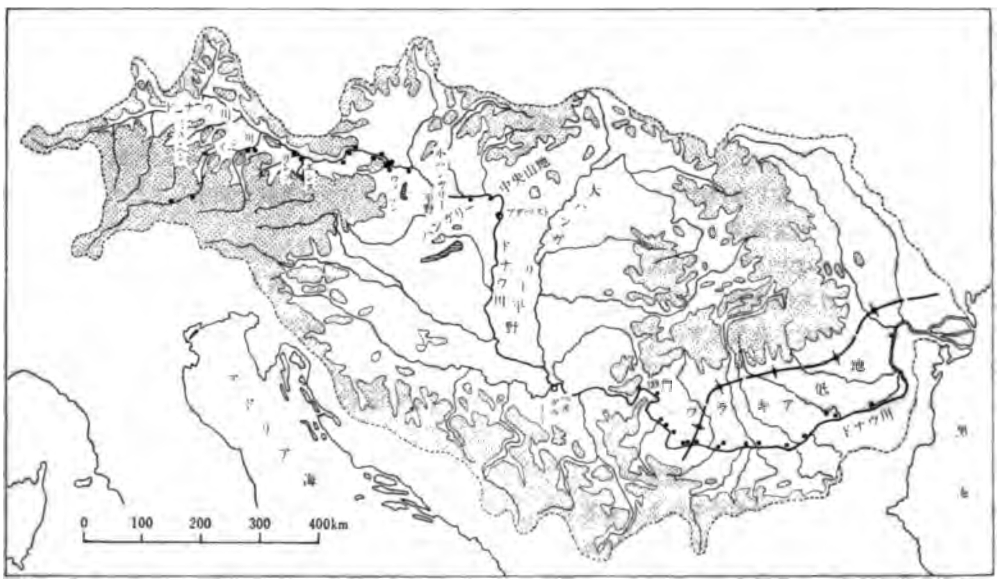
ハンガリー中央山地，大，小ハンガリー平野の地殻変動が活発で変動量の大きいことが明らかにされた。1969年ルーマニアの研究者によつてドナウ河川誌が作られ，その中で自国の領域の段丘の総括がなされている。このようにドナウ川の段丘は局地的にはかなり詳しい研究が進んでいるが，ドナウ川本流全体の段丘の対比と時代決定はまだ試みられていなかつた。FINK (1965) はドナウ流域の古地理を総括しているが，段丘対比の試みは主としてオーストリア領域に限られ全域には及んでいない。

PENCK らは先の4つの礫層の構成する地形面は河川縦断面の側方移動によつて生じたとみなされる扇面であつて，出発点であるモレーンから連続的に現河床からの比高と礫層の厚さを減ずると述べている。これに対し FINK らは PENCK らの見解は氷河に近接した周氷河地域，ここではドイツのバイエルン州とオーストリアのオーバーエスターライヒ州のアルペンフォアラントの地域にのみ妥当であるが，ソリフラクションによつて供給される物質の増加にともない地形面の比高は一定となり，ニーダーエスターライヒ州ではすでにこの状態にあると述べた。しかし，PÉCSI は小ハンガリー平野などの段丘の分布から FINK らの見解を否定している。

**2. 段丘対比図の作成**

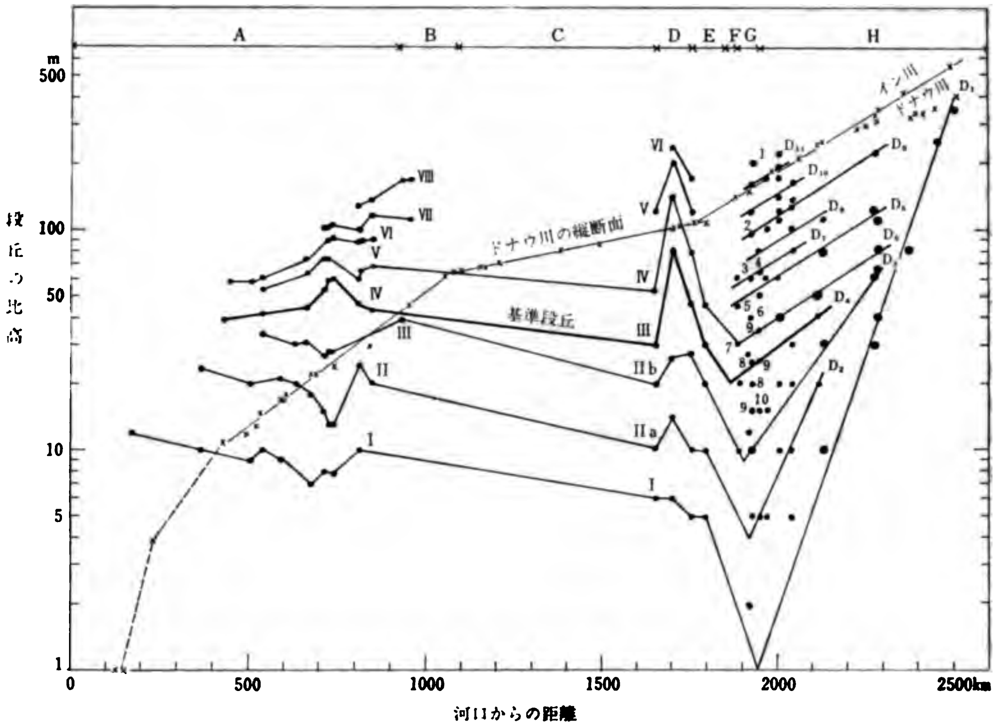
そこで筆者はすでに公表されているドナウ川本流の段丘の資料に筆者自身の地形図と空中写真の判読によるデータを加え段丘の対比を試みた。ここで便宜上ドナウ川の最上部はイン川とした。利用した資料の得られた地点は第2図に示してある。第3図にはドナウ川の平均水面と段丘の縦断面が示されている。高度を対数目盛で表示したのは河川の縦断面形が指数曲線で近似され，縦断面の異常が普通目盛を用いた場合よりも誇張されて現われ，異常状態を認識しやすいからである。また段丘の場合，その絶対高度ではなく比高を取り上げたのは段丘の距離にともなう高度変化を際立たせようとの意図があつたからである。さて，ドナウ川段丘をデータのまとまりによつて，便宜上ウィーン盆地以西，小ハンガリー平野から鉄門までと鉄門から河口までの3区間に分れ，それぞれの区間について考察を進めることにしよう。

**3. ウィーン盆地以西の段丘の対比**




第2図 ドナウ川流域概観図 (SAKAGUCHI, 1974 を簡略化)

砂模様の部分は海抜 500m 以上．黒丸は第3図を作成するのに使った段丘の地点．ワラキア低地に描かれた曲線は現在の地殻変動の沈降軸 (CIOCÂRDEL & SOCOLESCU, 1969による)．




第３図　ドナウ川段丘対比図（SAKAGUCHI, 1974 を簡略化）

A：ワラキア低地，B：カルパチア山脈，C：大ハンガリー平野，D：ハンガリー中央山地，E：小ハンガリー平野，F：小カルパチア山脈，G：ウィーン盆地，H：アルペンフォアラント，1：ヌスベルク段丘，2：ラーエルベルク段丘，3：ヴィーナーベルク段丘，4：ヘーバースドルフ段丘，5：パルンドルブ台地，6：アルゼナル段丘，7：シュロースホーフ台地，8：サイリング西段丘高位面，9：サイリング西段丘低位面，10：ゲンゼルンドルフ段丘．大きな黒丸は回帰線の決定に使用した段丘地点を示す．

ウィーン盆地とは地質学的には通常アルプス山脈とカルパチア山脈の結び目にあり，フリッシュ帯・石灰岩アルプス帯と中央アルプス帯に挟まれた北北東方向の紡錘形の平野をいう。長さ約200 km，南の1/3のところで幅は約 55km，そこをドナウ川が横切っている。

**i “低位段丘（NT）” の対比**　第３図を見るとウィーン盆地以西の各地点の最下位の段丘の比高が上流から下流に向つて直線的に減少していることが注目される。すなわち，段丘の比高と距離の関係は指数曲線（この図表では直線）的である。ここで回帰線を決定するのに利用した地点はモレーンに近く，時代決定が比較的容易な上流地域にある次の６地点である：バウムキルヘン，キルヒビフル（いずれも東アルプス中のイン谷にあり，前者はインスブルック東郊，）ガルス（イン谷の東アルプスの出口付近），ブラウナウ，ミーニング（イン川とその支流ザルツァハ川の合流点の下流部），リンツ（この地点だけは山麓氷河からややはなれている）。これらの６地点の最下位段丘はいずれも PENCK の “低位段丘” であり，その形成期は20000年あるいは21000年—11000年前である。今後便宜上この段丘を NT と表わすことにする。

インスブルック付近に堆積している厚さ 300m に及ぶ “イン谷段丘” の堆積物は 1922 年以来リス・ヴュルム間氷期のものとされていた。ところが1969年バウムキルヘンの同堆積物中の氷縞粘土から *Pinus mugo, Hippophae rhamnoides* の遺体が発見され，その ${}^{14}C$ 年代が B. P. 26800 ±1300年と B. P. 28900±700年と測定された。

遺体の発見された層位より上にある堆積物の堆積に要した年代を加味すると，インスブルック付近のイン谷には31000年から20000年または21000年前まで氷河が存在しなかつたという新しい事実が明らかにされたのである。一方，11300±150年前にはそこに再び森林が形成されるようになつたことが分かつているのでイン谷の最後の氷河，いいかえるとイン山麓氷河の進出期 (Hauptwürm) は20000年または21000年前から11000年前の間の僅か10000年足らずにすぎない (FLIRI *et al.*,1970)。この結果はその後の研究によって更に立証された (FLIRI *et al.*, 1971, 1972)。

これらの5点によつて決定される回帰線の式は次の通りである。

$$L=1944.02\,e^{0.09938h}$$

$L$：　河口からの距離 (km)

$h$：　段丘の比高 (m)

これに対し，エンスからウィーンに至る各地点の最下位段丘はこの回帰線から偏り，その度合は下流ほど大きい。

ウィーンの門 (ウィーン市の北にあるドナウ川の峡谷) の西側にドナウ川沿いに紡錘形に拡がつたトゥルン平野は3段に分けられている。上位段丘の礫層の基底にはいわゆる "Blockpackung" が存在する。Blockpackung というのは径 0.5-1 m のブロックで流氷の運搬したものと考えられ，これを含む堆積物が氷期のものである証拠とされている (KÜPPER, 1955)。

ウィーンの門の東に拡がるマルヒ平野のBlockpackungは主としてニーダーエスターライヒ州に分布するボヘミアの森南部の岩石に由来するブロックから成り，アルプス山地系のものはほんの僅かにすぎない。これらのブロックは角の円味を帯びたものもあるが，中には角が鋭くて表面に流氷による削磨の跡が見られるものもあり，河床から剝離，運搬され，すみやかに埋積されて水磨をまぬかれたことがうかがえる。同平野の東端ハンガリーの門 (中央アルプス帯にあるドナウ川の峡谷) に向うほど多くなるという。ここで流氷が堆氷を形成するためであろう (EPPENSTEINER, 1973)。

Blockpackung の存在はこの段丘をヴュルム氷期とした PENCK の推論を裏付けるものであつた。だがこの段丘礫層の中から得られたマツやカンバの樹幹の $^{14}C$ 年代はすべて9000年代であつた (PIFFL, 1971, 1974)。この年代が正しいとすると，この上位段丘は PENCK のいう NT ではなく後氷期段丘である。前出の回帰式によつてトゥルン付近の最下位段丘の比高を算定すると 1.4 m になる。この程度の比高では段丘形成後の洪水による変形を免れ得ない。従つて新しい河川運搬物質によつて，かつての NT とほぼ同じ高さの段丘が再生されてもおかしくないし，河況の変化によつてかつての NT を上回る比高をもつた段丘が生れることも十分に考えられる。トゥルン平野の上位段丘はこうした再生段丘であつて，上流に対応する NT そのものではないと考えられる。新しい段丘が形成される場合，かつての NT の堆積物の一部を残し，その上に新しい堆積物が乗る場合があり得る。トゥルン平野上位段丘の Blockpackung の部分はこのようにして残された NTの堆積物であろう。

このような事情は最下位段丘の比高が 0.8m と推定されるマルヒ平野でも同様である。ここではは最下位の段丘はプラーター段丘と呼ばれヴュルム氷期の形成とされていた。その根拠は Blockpackung の存在，ジューセンブルンの同段丘礫層からマンモスの臼歯の発見されていること，表層に周氷河現象が見られることである。筆者は少くともプラーター段丘の低い部分は再生段丘と考えている。FINK (1973) もプラーター段丘を小ワグラムと呼ばれる東西に走る低い崖で2分し，北側の部分だけが新期更新世に属する段丘であることを指摘している。

PIFFL (1971) はドナウ川の右岸のトゥルン平野にはトライゼン谷からのびる段丘に，周氷河作用をうけ北側の上位段丘よりも年代の古い段丘があること記している。筆者はマルヒ平野のプラーター段丘の北側の部分がこれに対比されると考えている。トゥルン，マルヒ両平野の NT は現河水面との比高が余りにも小さいために NT そのものではなく，その再生段丘が存在するにすぎず，従来 NT とされていたプラーター段丘，つまりプラーター段丘の北部は NT よりも一段高い段丘に対比される。

**ii “高位段丘（HT）”の対比** 信頼できる地点としてブラウナウ，ミーニング，リンツ，ゲンゼルンドルフ（マルヒ平野）の4地点を選んで回帰線を引いた。ゲンゼルンドルフ段丘は典型的なレスを乗せること，礫層にクリオターベーションの跡が見られることで寒期の形成とされていたが，筆者（1972）は空中写真によつて，マルヒ平野ではゲンゼルンドルフ段丘にのみ顕著な化石多角形土があることを発見した。以上の4地点の段丘はPENCKによつてリス氷期に形成されたとされている“高位段丘”であることは間違いない。第3図に見られるようにこれらの4点はほぼ一直線に並ぶ。以下“高位段丘”をHTと略記することにする。

**iii “新期及び旧期シート状礫層段丘（JDT & ÄDT）”の対比** 新期，旧期シート状礫層で構成された段丘を上記のように呼び，JDT及びÄDTと略記することにする。その時代はPENCKによるとミンデル及びギュンツ氷期である。アルペンフォアラントのドナウ川段丘で確実にJDT，ÄDTとされる段丘はきわめて少ない。ここではJDTとしてブラウナウ，エンス，クレムス 3地点を取り上げる。これらの3地点は第3図でほぼ直線状に排列する。ÄDTとしてブラウナウ，ミーニング，リンツの3地点を取り上げ回帰線を引いてある。

**4. 回帰線の特徴とその他の段丘との対比**

ここで，PENCKによって区分されたÄDT，JDT，HT，NTの比高の距離的変化は，その信頼性はNT→ÄDTの順に低くはなるが，すべて第3図で直線関係にあることが明白となつた。これら4つの回帰線について注目すべきことは，ÄDTとJDTの回帰線は互にほぼ平行すること，しかもこれらは現在のドナウ川縦断面に平行することである。これに対しHTとNTの回帰線は平行せず，HT，NTの順，つまり段丘の年代が若い方が傾斜が大きい。なお，これら4つの回帰線によつてまとめられる段丘以外に，これらとかけはなれて位置するいくつかの段丘がある。

ÄDTより上位の段丘については，比高と距離の間にÄDT，JDTと同様の関係が成立していると仮定すると，一見無秩序に分散しているように見えた段丘は5つの互に平行した回帰線によつてまとめることができる。この場合，最上位の段丘はヌスベルク段丘またはそれに相当する段丘であり，新第三紀末パノン期の波成段丘で河成段丘ではないので除外する。JDTとHTの間にはもう一群の段丘が存在し，その予想される回帰線の傾斜はJDTのそれにきわめて近い。またHTとNTの間にも一群の段丘の存在が推定され，その傾斜はHTとNTの中間にあることはきめて興味深い。

筆者はウィーン盆地以西のドナウ川段丘を下から順に $D_1$, $D_2$,‥‥$D_{11}$ 段丘と呼ぶことにする。

**5. ウィーン盆地の段丘と上流部段丘との関係**

ウィーン盆地には上位よりラーエルベルク，ヴィーナーベルク，アルゼナル，サイリング西（ウィーン市域ではテレジアヌムまたは“中間”），ゲンゼルンドルフ（ウィーン市域では“市中”），プラーターの6段丘が発達している。これらの段丘の模式地は主としてウィーン市域にあるが，ウィーン市域の段丘は地形的に明確とはいえず，段丘の区分はそれほど容易ではない。研究が進んでいるとはいえ，これらの区分に当てはまらない段丘がいくつか存在することも事実である。

すでに述べたようにウィーン盆地には純粋の $D_1$ 段丘は存在しない。また従来プラーター段丘といわれてきた段丘は筆者の $D_2$ 段丘に相当する。20000（または21000年）—11000年前の間とみなされ，その前の20000（または21000）年—30000年前にはイン谷に氷河がなかつたことから，$D_2$ 段丘の形成年代は少くとも30000年よりも古い。従来のプラーター段丘やトゥルン平野南部の段丘で報告されているクリオターベーションは $D_1$ 段丘形成期の寒冷気候によつて生じたものであろう。

ウィーン盆地のゲンゼルンドルフ段丘は $D_3$ 段丘の回帰線の近くに位置する。$D_3$ 段丘の回帰線はウィーン盆地のゲンゼルンドルフ段丘中最も低い地点をとつて引かれているが，従来ウィーン盆地でゲンゼルンドルフ段丘とされている地点を含めて考えると回帰線の傾斜はややゆるやかになろう。

サイリング西段丘はマルヒ平野西部で上下2段（$S_1$, $S_2$）に分けられている。しかし，下位段丘は

明瞭な段丘地形とはみなし難く，サイリング西段丘の地殻変動によつて変位した部分とみなされる（SAKAGUCHI, 1972)。そこで $S_1$ 段丘のみを取り上げ上流部の段丘との関係を見ると，サイリング西段丘は $D_4$ 段丘に相当する。このような新しい観点に立つて段丘を整理してみると，従来の対比はかなり改める必要が感じられる。サイリング西段丘の時代はリス氷期とされている。しかし，時代決定に役立つ化石は乏しい。KÜPPER によると氷期の堆積物である Blockpackung がウィーン市域ではこの段丘にのみ見られないという。このことからこの段丘はミンデル・リス間氷期である可能性がある。

ウィーン市域のアルゼナル段丘は筆者によりJDT とされたミンデル氷期の $D_5$ 段丘の回帰線からややはずれるが，両者が対比されることは後に述べるように問題はない。アルゼナル段丘についてはその出土した化石と，赤色ローム帯のあるレスが一段上のヴィーナーベルク段丘の斜面をおおつていることから KÜPPER はその時代をミンデル氷期とした。しかし，化石フォーナの推定生存期間はギュンツ氷期まで及んでおり，GRILL はこの段丘をギュンツ氷期に対比した。著者の地形学的方法による結果は前者の見解を支持することになつた。一方，FINK らによつてサイリング西段丘に対比されたマルヒ平野東端のシュロースホーフ台地は $D_5$ 段丘に対比される。

ギュンツ氷期の ÄDT に当る $D_6$ 段丘の回帰線上にのる段丘はウィーン市域には見当らない。

パルンドルフ台地（厳密にいえばウィーン盆地ではなく小ハンガリー平野に属する）は従来ラーエルベルク，アルゼナル，"市中"，あるいはラーエルベルクからアルゼナルまでの段丘が合体したものに対比されるなど意見が分かれていたが，筆者の結果によると $D_7$ 段丘に対比される。従つてその形成期はギュンツ氷期である。

ヴィーナーベルク段丘の時代は従来ギュンツ氷期とされていた。しかし，筆者によると一段高い $D_7$ 段丘に対比されるのでギュンツ氷期よりも古い可能性がある。ヴィーナーベルク段丘からは *Elephas meridionalis* の化石が発見されている。一方シュトケラウ北方のヘーバースドルフ段丘は同段丘から発見された *Mastodon arvernensis* と *Dicerorhinus etruscus* により古生物学的にヴィーナーベルク段丘に対比されているが(THENIUS, 1956)，筆者の成果によつても同じ結論が得られている。そのフォーナは中部ヴィラフランカ階でドナウかギュンツ氷期に当るとされているので筆者の見解と矛盾しない。

ウィーン市域では $D_8$ 段丘に対比される段丘は知られていない。$D_8$ 段丘の回帰線上にラーエルベルク段丘がのるので両者は対比される。ラーエルベルク段丘とヌスベルク段丘との間には $D_{10}$, $D_{11}$ の2つの段丘がある。FINK (1973) はラーエルベルク段丘を上位と下位に2分しているが，筆者の $D_9$, $D_{10}$ 段丘がこれに相当するものと考えている。

### 6. 小ハンガリー平野以東の段丘の対比と分布の特徴

PÉCSI (1957, 1958, 1971)によると，ハンガリー中央山地には下から Ⅰ，Ⅱa, Ⅱb, Ⅲ—Ⅳの7段の段丘が発達し，これらはいずれも地殻変動のため変位し，大，小ハンガリー平野では著しく沈降し，ハンガリー中央山地では隆起している。彼は中央山地では第Ⅲ段丘より若い段丘の変位量が第Ⅲ段丘より古い段丘のそれにくらべ著しく小さいことに注目している。

ハンガリー領域の段丘の時代はⅠ：完新世前期(台地の発達している区間)または完新世後期(大，小ハンガリー平野)，Ⅱa：ヴュルム後期，Ⅱb：リス後期ないしヴュルム前期，Ⅲ：ミンデル・リス間氷期あるいはリス氷期，Ⅳ：ミンデル氷期，Ⅴ：ギュンツ氷期あるいはギュンツ・ミンデル間氷期，Ⅵ：更新世初期である。第Ⅳ段丘の時代はブダペスト周辺にありトリウム・ウラニウム法で約225,000年とされているトラバーチンよりも古く，段丘の開析はミンデル氷期の終了とともに大ハンガリー平野の沈降に呼応して起つた著しい地殻変動によつて引き起されたことからミンデル氷期と決定された。

ルーマニア領域には下からⅠ—Ⅷの8段の段丘が発達している。段丘の高度分布には著しい特色がある。すなわち，上位の第Ⅳ～Ⅵ段丘は河口から 740km 付近を中心として隆起しているのに対

し，下位の第Ⅱ，第Ⅲ段丘は逆にこの地点を中心にして沈降している。第Ⅰ段丘も同様な傾向を示すが変動の中心点はやや下流側にずれ 680km 地点にある。第2図は見られるように，この段丘の変位帯はワラキア低地における現在の最も顕著な沈降帯と一致している。

7. ドナウ川の縦断面と段丘の分布

ドナウ川の河川縦断面を見ると全体としてハンガリー中央山地とカルパチア山脈の横切る鉄門に不連続点のある3つの部分から成つていることが分かる。前2者は直線状をなし，ほぼ指数曲線で近似されることを示しているのに対し，鉄門より下流では上に凸の曲線を成す。ここでは便宜上これら3部分を上流，中流，下流部と呼ぶことにする。このような大規模な縦断面の不連続は岩石の制約によつてできたものとは考え難い。これらの不連続点が地形の不連続帯に一致し，しかもこの不連続帯が現在もなお地殻の不安定な地帯であることを考慮すると，縦断面の不連続点が地殻変動と密接な関係があることは否定できない。上流部の断面は全体として小ハンガリー平野の運動によつて規制されている。同様に中流部では大ハンガリー平野の，下流部では黒海の海盆の運動またはユースタシーによつて制約されているものとみられる。

小ハンガリー平野以西の段丘とハンガリー中央山地以東の段丘とでは段丘の比高分布に著しい違いがある。前者ではいずれの段丘も比高は上流から下流に向つて規則的に減少しているのに対し，後者では中央山地とワラキア低地の沈降帯を除き比高の距離的変化は大きくない。すでに述べたようにドナウ川の段丘の比高が上流から下流に向つて減少するということは PENCK によつて指摘されている。その限界はオーバーエスターライヒ州のアルペンフオアラントまでであるとしているが，筆者によるとその限界は少くともウィーン盆地まで及んでいる。

中，下流部の段丘についてみると，段丘比高の変化については似たような性格をもつているが，変動の著しいハンガリー中央山地とワラキア低地の沈降帯についてみると変動の仕方に差が認められる。つまり，前者ではすべての段丘が隆起しているのに対し，後者では第Ⅲ段丘以下の下位段丘は沈降，第Ⅳ段丘以上の上位段丘は隆起し，第Ⅲ，第Ⅳ段丘の間で運動方向が逆になつている。

以上述べたことから理解されるように段丘分布の特性はドナウ川の縦断面の不連続点を境にしてやはり異なるのである。このことはドナウ段丘形成期にも現在と同じ位置に変動の不連続点が存在し，現在のドナウ川縦断面を支配している地殻変動は段丘形成期にも活動していたことを示している。

## III. 基準段丘の設定とドナウ地域

1. 基準段丘の設定と全域の段丘の対比

先に述べたように上流部の段丘の場合，サイリング西段丘相当の $D_4$ より高い段丘では回帰線は互に平行し，その傾斜は現河川断面に等しいのに対し，HT に相当する $D_3$ よりも低い段丘では回帰線の傾斜は $D_4$ より高い段丘に較べ大で，しかも下位ほど大きくなる。すなわち上流部の段丘は変位の仕方によつて上下の2群にわけることができる。下位段丘群の勾配の大きいのは小ハンガリー平野の沈降による局地的基準面の変化とみなされる。

中流部ではハンガリー中央山地の段丘がすべて隆起しているが，その隆起の仕方は第Ⅱb段丘と第Ⅲ段丘の間で不連続である。そこで中流部の段丘も上下2群に分けられる。上位段丘群の変位曲線はほぼ平行とみなせるので主たる変位は第Ⅲ段丘形成後に起つた。下位段丘群では変位量は下位ほど小さい。

下流部ではすでに述べたように沈降帯で第Ⅳ段丘と第Ⅲ段丘の間で変位の方向の逆転が起つている。これによつて段丘は上下2群に分けられる。上位段丘群の変位曲線は中流部の上位段丘群ほどきれいではないがやはりほぼ平行しており，主たる変位が第Ⅳ段丘形成後に起つていることを示している。下位段丘群の変位の仕方には上，中流部のような規則性はない。これは地殻変動そのものが不規則に行われたのか，地殻変動の規則的な進行が海面変動の影響によつて乱されたためであろう。

このように，ドナウ川の段丘はその変位の仕方

に着目すると，いずれの区間でも上下2群に分けられるということが明らかになつた。しかも，上位段丘群の主たる変位はいずれもその最下位の段丘の形成後に行われている。つまり，上流部の段丘では $D_4$ 段丘形成後，小ハンガリー平野の著しい沈降によつて侵食基準面が低下し，ハンガリー中央山地とワラキア低地の沈降帯では著しい隆起が行われた。上流部の $D_4$，中流部の第III，下流部の第IV段丘は互に対比される。上流部の $D_4$ 段丘と中流部の第III段丘はいずれもそれぞれの上下にある段丘がフォーナに基づいて時代が明らかにされているのに対し時代決定のデータに乏しいという点でも一致している。この一連の段丘を以後基準段丘と呼ぶことにする。

基準段丘の下にはどの区間にもそれぞれ3つの段丘群があり，$D_3$—IIb—III，$D_2$—IIa—II，$D_1$—I—Iと対比されるが，内容的にもこの対比の妥当性が裏付けられ，この対比が決して機械的なものでないことを示している。$D_3$—IIb—III 段丘の時代はリス氷期，$D_2$—IIa—II段丘の時代はヴュルム前半，$D_1$—I—I段丘はヴュルム期後半あるいは後バウドルフ期である。ヴュルム氷期の段丘が2段に分れることは FINK のヴュルム氷期2分説に有利である。

ハンガリー領域の第IV段丘とアルゼナル段丘相当の $D_5$ 段丘の対比はいずれも基準段丘の直上にあることで地形学的には問題がない。PÉCSI によると第IV段丘は岩相上からも層位学的にも上下2段に分けられるという。アルゼナル段丘が $D_5$ 段丘の回帰線からややずれるのはウィーン市域においても $D_5$ 段丘が2つに分けられる可能性のあることを意味するのかも知れない。いずれの段丘も出土したフォーナはよく研究されており，その点で両者が対比されるに至つたのであるが，筆者の成果によつて JDT との関係も明らかにされ従来の見解を強く支持する結果になつた。その時代はミンデル氷期である。

なお PÉCSI は第V段丘をヴィーナーベルク，第VI段丘をラーエルベルク段丘に対比した。しかし筆者はアルゼナルとヴィーナーベルク，ヴィーナーベルクとラーエルベクル段丘の間にそれぞれ $D_6$, $D_8$ 段丘の存在を推定しているので彼の対比は問題があるとみている。ここでは第V段丘を $D_6$（ÄDT）段丘，第VI段丘を $D_7$（ヴィーナーベルク）段丘に対比する。前者の時代はギュンツ氷期，後者は前ギュンツ期である。

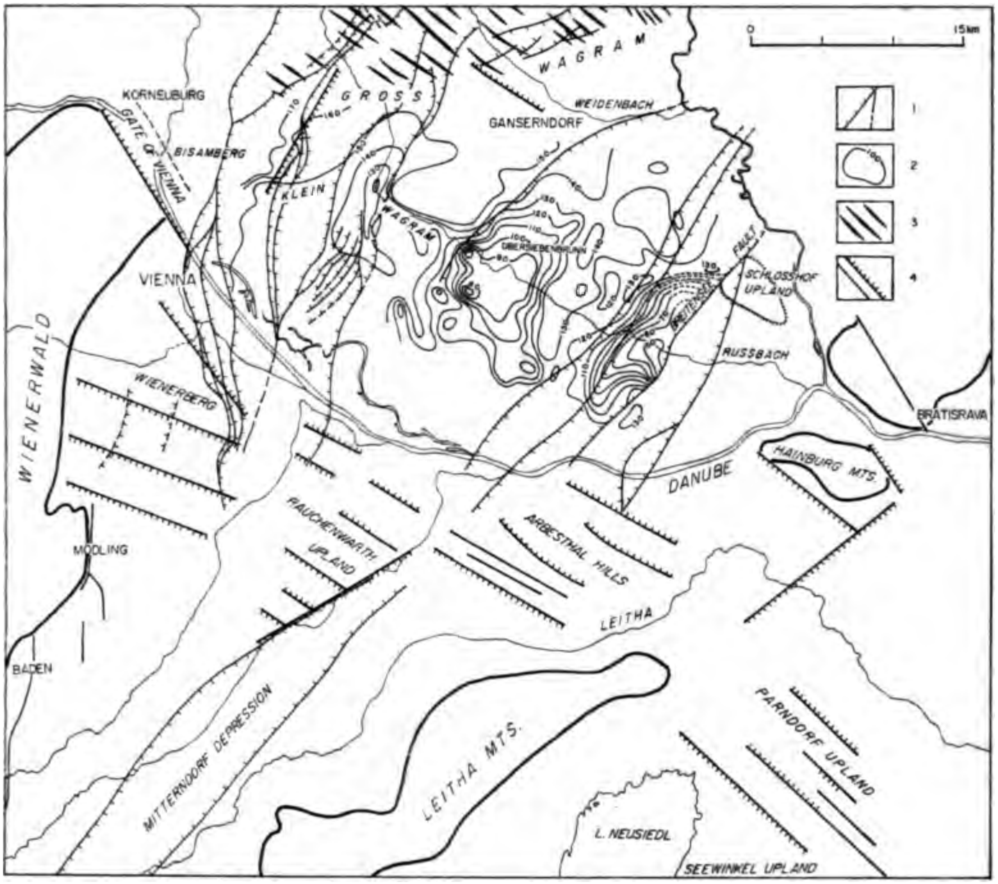
さて基準段丘 $D_4$—III—IV はどうしたことかいずれの地区でも時代があいまいである。ウィーン市域で $D_4$ に対比される段丘の堆積物にだけ Blockpackung が見られないという KÜPPERの指摘はこの段丘を間氷期の形成と考えるのに好都合である。また PÉCSI は第III段丘の時代をミンデル・リス間氷期またはリス氷期としている。$D_5$ と $D_3$ 段丘の時代がかなりはつきりした根拠によつてミンデル及びリス氷期と決定されているので，基準段丘の時代はその間にあることからミンデル・リス間氷期としてさしつかえないであろう。

**2. ドナウ変動と"大間氷期"**

以上に指摘したよう基準段丘形成後にドナウ流域では顕著な地殻変動が起つた。この変動をドナウ変動と呼ぶことにする。その時代はリス氷期の始まる前おそらくミンデル・リス間氷期であろう。

先に述べたように，マルヒ平野西部のサイリング西段丘は形成後変位したと考えられる（第4図)。もしもサイリング西段丘とゲンゼルンドルフ段丘との境を侵食による単純な段丘崖（それにしてはなだらかで幅が広いのだが）だとすると，現在あるどの河川が作つたことになるのであろうか。かりにドナウ川がこれを作つたとすると，同川はウィーンの門通過後ウィーン盆地に入るや急角度で真北に向つて流れねばならない。このような流路は不自然である。またルスバッハが作つたとすると同川はマルヒ平野をその傾斜に逆らつてドナウ川の上流に向つて流れねばならずこれも不自然である。おそらくサイリング西段丘形成後ゲンゼルンドルフ段丘形成前に北北東方向の軸をもつた撓曲が起つたものと考えられる。この線を境にした地表の変位の可能性は新第三紀層表面の等高線によつてもうかがえる。

マルヒ平野東端のシュロースホーフ台地は $D_6$ 段丘に対比されその時代はギュンツ氷期であることはすでに述べた通りである。この三角形の台地の北西の一辺はどのようにしてできたのであろう

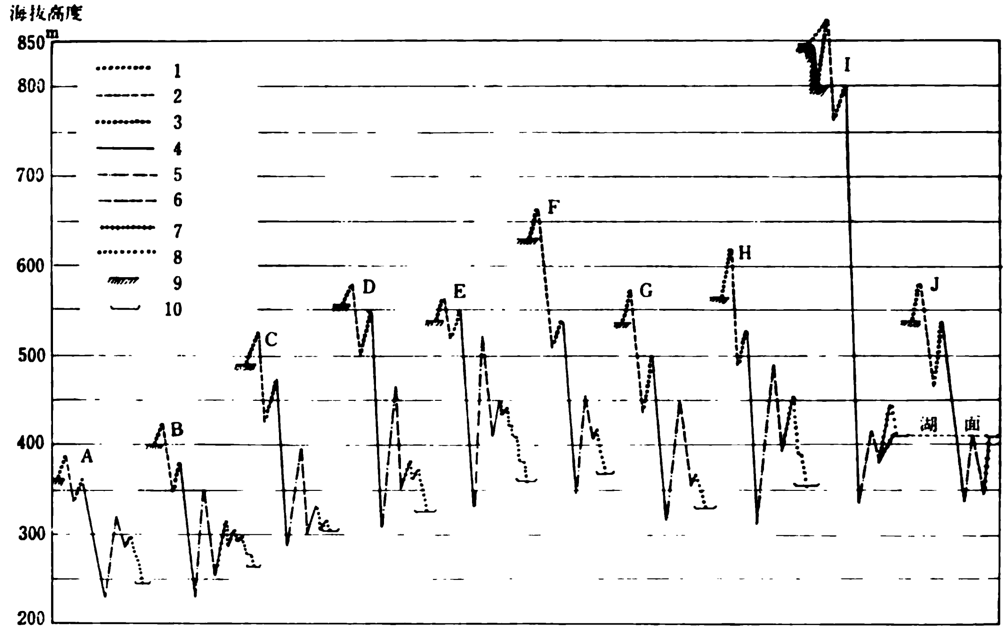



第4図　ウィーン盆地，小ハンガリー平野西部の地形学図 (SAKAGUCHI, 1972)
1．断層 (GRILL, 1968)　2．新第三紀層の表面の等高線(m) (GRILL, 1968)
3．ヴァインフィアテルの線状地形　4．直線状の急斜面と谷

か(第4図参照)。もしもドナウ川あるいはルースバッハ川の侵食によるものとすると，いずれの流路もマルヒ川沖積平野の上流を指向することになるし，逆にマルヒ川の侵食と考えると，マルヒ川はやはりドナウ川の上流を指向するような流路をとることになりいずれも不自然である。GRILLによると新第三紀層を切るブライテンゼー断層はこの辺と一致する。おそらくシュロースホーフ段丘の北西辺はこの断層の活動によつて生じたものと考えられる。断層の活動は台地面の時代から判定してミンデル氷期後に行われた。

マルヒ平野にはこの外，ゲンゼルンドルフ段丘に3つの凹地が見られ北東方向の地形の変形が卓越しているが，ヴァインフィアテル丘陵や狭義のウィーン盆地(ドナウ川以南をいう)に発達する北西方向の線状地形は発達していない。パルンドルフ台地には北西方向の線状地形が卓越している。同台地は $D_4$ 段丘，つまりギュンツ氷期に形成され，ヴァインフィアテル丘陵はこれよりも古い。つまり北西方向の線状地形はギュンツ氷期またはそれ以前の地形面に発達し，北東方向のそれはミンデル期以後の地形面にのみ発達している。すなわち，ウィーン盆地ではミンデル氷期以後に変動の軸の転換が行われたのである。これはドナウ変動を裏付けている。

Alb. HEIM (1919) はミンデル・リス間氷期に




第５図 バーゼルチューリヒ湖間の谷の発達史 (HEIM, 1919)

1．ギュンツ氷期の堆積，2．ギュンツ・ミンデル間氷期の侵食，3．ミンデル氷期の堆積，4．大間氷期の侵食，5．高位段丘礫層の堆積，6．リス・ヴュルム間氷期の侵食，7．ヴュルム氷期の堆積，8．後氷期の侵食，9．氷河作用をうける前の地表面，10．現在の谷底，A：バーゼル，I：チューリヒ，A-F：ライン川沿い，G-J：リマット川・チューリヒ湖沿いの地点.

地殻変動があったことを推論している。彼はスイスアルプスの fluvioglacial の礫層を次のように区分した：高位(旧期)シート状礫層(ギュンツ氷期)，低位(新期)シート状礫層(ミンデル氷期)，高位段丘礫層（間氷期），中位段丘礫層（リス氷期)，低位段丘礫層(ヴュルム氷期)。

高位段丘礫層は厚さ100ないし 200m に達する礫層であるが，他の礫層がモレーンと連続するのに対し一般にはモレーンとは直結せず，またほとんど氷河成の特色をもつていない。この礫層を氷河成のものとみなし独立した氷期を提唱したものもいたが，HEIM はこれを“大間氷期”の堆積物とみなし，その原因を隆起と下刻のあとに起つた脊稜部の沈降に求めた。旧期と新期のシート状礫層の堆積面の高度差は 50～110m であるが，新期シート状礫層と高位段丘礫層堆積面の高度差は多くの場合 200m で所により 500m に達している。チューリヒ湖付近では最初の２氷期とあとの２氷期との間で 500m に及ぶ下刻が行われている。そのために最初の２氷期の堆積物は侵食されてわずかに残るにすぎないが，あとの２氷期の堆積物は侵食谷の底深くに堆積している。下刻量は一般に山地側で大きく（チューリヒ湖，ボーデン湖等で 500m)，山地をはなれるに従い小さくなる(バーゼルで 100m)(第５図)。谷は“大間氷期”の終る少し前に最も深くなつたという。HEIM はこの大規模な谷形成こそ“大間氷期”の特色であると考えた。しかしながら，HEIM はこの主因を地殻変動ではなく間氷期の期間の長かつたことに帰している。むしろ地殻変動は莫大な高位段丘礫層の堆積を説明するために取り上げたようである。

“大間氷期”のアルプスの大規模な谷形成の原因を地殻変動であるとはつきり述べたのは F. LEVY (1920)であろう。彼はミンデル・リス間氷期にミュンヘン南方のバイエルンアルプスでは少くとも 100m の隆起が起り，そのために下刻が行われた

という。このようなミンデル・リス間氷期の顕著な下刻作用は東アルプスでも認められる。筆者(1974)のデータによると，リンツ南西を流れるトラウン川では JDT と HT の間に段丘分布のギャップが認められ，JDT 形成的に大きな侵食基準面の低下があつたことを物語つている。

PÉCSI (1958) はブタペスト付近の第 IV, V 段丘が著しく破断され大ハンガリー平野に向つて変位しているのに対し，第Ⅲ段丘の表面に本質的な変位が見られないことから，ミンデル氷期の終りからミンデル・リス間氷期に著しい地殻変動が行われたと述べている。この地殻変動は更新世に行われたもののうちで最も著しくかつ立証可能なものであるという。しかし PÉCSI のデータを用いた筆者の結果によると，ドナウ変動は第Ⅲ段丘形成後であり，この点で PÉCSI の見解とは異なる。

ミンデル氷期以前のアルペンフォアラントの fluvioglacial な堆積物がシートのように拡つているのに対し，リス氷期以後の同堆積物が谷の中にその分布が限られるという事実について PENCK は次のように説明している。ÄD, JD の時代にはアルペンフォアラントはそれほど開析されておらず，山麓に拡がる平坦面上に流路を移動させながら運搬してきた礫を次々に堆積させていつたが，リス氷期以後は谷の開析が進み，礫の運搬は谷中に限られるようになつたためであるという。しかし谷の開析の原因については明らかにされていない。FINK (1965) は "大間氷期" は強力な風化作用が行われたこととその期間の長かつたことこそ重要で，後者が著しい線状侵食をもたらし，そのためにリス氷期の段丘は低い位置に形成されているのだと説明しており，ここでは地殻変動は考慮外にある。しかしながら，この分布現象はドナウ変動がミンデル・リス間氷期に行われたこと，この運動がアルプス地域では増傾斜運動であつたことを考えるならば氷解するであろう。

"大間氷期" を裏付ける有力な根拠とし取上げられたアルプスにおける大規模な谷の形成は，もしも地殻変動を考慮せずただ時間の長かつたことのみを強調するならばそれは説得力に乏しい。アルプスの谷形成で問題になつたのは著しい下刻作用である。このような著しい下刻作用は侵食基準面の低下，すなわち地殻変動以外に説明できない。ミンデル・リス間氷期が期間が長かつたということがかりに事実であつたとしても，ミンデル・リス間氷期の本質的な特色は，アルプス山系とその周辺地域では顕著な地殻変動—ドナウ変動の行われたことにあるといえよう。

## 文献

AMPFERER, O. (1907/08) : Glazialgeologische Beobachtungen im unteren Inntale. *Z. Gletscherkde*, 2, 112–127.

——& W. HEISSEL (1950) : Das östliche Karwendel. Erläuterungen zur geologischen Karte des östlichen Karwendel und des Achensee-Gebietes, 1–55, Innsbruck.

BRIX, F. *et al.* (1970) : Naturgeschichte Wiens. 1, 1–419, Wien.

CHARLESWORTH, J. K. (1957) : The Quaternary Era. 1–2, 1–1700, London.

CIOCÂRDEL, R. & M. SOCOLESCU (1969) : Sur l'origine des mouvements néotectoniques en Roumanie. *Études sur le Quaternaire dans le Monde*, 2, 829–836.

CVIJIĆ, I. (1908) : Entwicklungsgeschichte des Eisernen Tores. *Peterm. Mitt.*, Erg. Heft, 160, 1–64.

EPPENSTEINER, W., D. van HUSEN & R. KRZEMIEN (1973) : Beobachtungen an pleistozänen Driftblöcken des Marchfeldes. *Verh. Geol. B.-A.*, Jahrg. 1973, 331–336

FINK, J. (1955) : Das Marchfeld. Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich. *Verh. Geol. B.-A. Wien*, Sonderheft D. 88–116.

——(1956) : Zur Korrelation der Terrassen und Lösse in Österreich. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 7, 49–77.

——(1957) : Quartärprobleme des Wiener Raumes. *Geomorph. Stud.*, Machatschek Festschr., 199–207.

——(1965) : The Pleistocene in Eastern Austria. *Geol. Soc. Amer.*, Special paper, 84, 179–199.

——(1966) : Die Paläogeographie der Donau. In : Limnologie der Donau, Liefg. 2, 1–50, Stuttgart.

——(1973) : Zur Morphogenese de Wiener Raumes. *Z. Geomorph. N. F.*, Suppl. 17,

91-117.
—— & H. MAJDAN (1954) : Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes. *Jb. Geol. B.-A.* **97**, 211-249.
FLINT, R. F. (1971) : Glacial and Quaternary Geology. 1-892, New York.
FLIRI, F. *et al.* (1970) : Der Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol). *Z. Gletscherkde. und Glazialgeol.*, **6**, 5-35.
——(1971) : Weitere Untersuchungen zur Chronologie der alpinen Vereisung (Bänderton von Baumkirchen, Inntal, Nordtirol). *Z. Gletscherkde. und Glazialgeol. Geol.*, **7**, 5-24.
——(1972) : Weitere Ergebnisse der Forschung am Bänderton von Baumkirchen. *Z. Gletscherkde. und Glazialgeol.*, **8**, 203-213.
GRILL, R. (1962) : Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau. 1-52, Wien.
——(1968) : Erläuterungen zur Geologischen Karte des nordöstlichen Weinviertels und zu Blatt Gänserndorf. 1-155, Wien.
HASSINGER, H. (1905) : Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. *Geogr. Abh.*, **7**, 358-563.
HEIM, Alb. (1919) : Geologie der Schweiz. **1**, 1-704, Leipzig.
Institutul de geologie şi geografie al academie; Republicii Socialiste România (1969) : Geografia väii Dunării Românesti, 1-783, Bucureşti.
v. KLEBELSBERG, R. (1948) : Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. 1-2, 1-1028, Wien.
KOHL, H. (1955) : Die Exkursion zwischen Lambach und Enns. *Verh. Geol. B.-A. Wien*, Sonderheft D, 40-62.
KÜPPER, H. (1954) : Geologie und Grundwasservorkommen im südlichen Wiener Becken. *Jb. Geol. B.-A. Wien*, **97**, 161-210.
——(1955a) : Exkursion im Wiener Becken südlich der Donau mit Ausblicken in den pannonischen Raum. *Verh. Geol. B.-A. Wien*, Sonderheft D. 127-136.
——(1955b) : Ausblick auf das Pleistozän des Raumes von Wien. *Verh. Geol. B.-A. Wien*, Sonderheft D. 136-152.
——(1958) : Zur Geschichte der Wiener Pforte. *Mitt. Geogr. Gesell. Wien*, **100**, 161-181.
——(1968) : Wien. Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefassten Einzeldarstellungen. *Verh. Geol. B.-A. Wien*, Bundesländer Serie, 1-206.
LÁSZLÓFFY, W. (1965) : Die Hydrographie der Donau. *In*: Limnologie der Donau, Liefg. 1, 16-57, Stuttgart.
LEOV, F. (1920) : Diluviale Talgeschichte des Werdenfelser Landes und seiner Nachbargebiete. 1-191, Berlin.
PASCHINGER, H. (1957) : Klimamorphologische Studien im Quartär des alpinen Inntales. *Z. Geomrph. N. F.*, **1**, 237-270.
PÉCSI, M. (1957) : A Magyarországi Dunateraszok párhuzamosítása a bécs környéki és a vaskapui teraszokkal-*Földrajzi Közleményck* **5**, 259-282.
——(1958) : Das Ausmaß der quartären tektonischen Bewegungen im ungarischen Abschnitt des Donautales. *Peterm. Mitt.*, **102**, 274-280.
——(1971) : The Development of the Hungarian Section of the Danube Valley. *Geoform*, **6**, 21-32.
PENCK, A. (1882) : Die Vergletscherung der deutschen Alpen. 1-483, Leipzig.
——(1908) : Das Alter des Menschengeschlechts. *Z. Ethnol.*, **40**, 390-407.
——& E. BRÜCKNER (1901/09) : Die Alpen im Eiszeitalter. 1-3, 1-1199, Leipzig.
PIFFL, L. (1971) : Zur Gliederung des Tullner Feld. *Ann. Naturhistor. Mus. Wien*, **75**, 293-310.
——(1974) : Das Tullner Feld. *Heidelberger Geogr. Arbeiten*, **40**, 77-86.
RICHIMOND, G. M. (1970) : Comparison of the Quaternary Stratigraphy of the Alps and Rocky Mountains. *Quaternary Research*, **1**, 3-28.
SAKAGUCHI, Y. (1972) : Some geomorphological problems of terraces in Vienna Basin and western part of Small Hungarian Plain. *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*, **4**, 1-11.
——(1974) : Über die Parallelisierung und Altersbestimmung der Donauterrassen. *Z. Geomorph. N. F.*, **18**, 407-425.

STINY, J. (1932) : Zur Kenntnis jugendlicher Krustenbewegungen in Wiener Becken. *Jb. Geol. B. A. Wien*, 82, 75-102.

THENIUS, E. (1956) : Neue Wirbeltierfunde aus dem Ältest-Pleistozän von Niederösterreich. *Jb. Geol. B.-A. Wien*, **99**, 259-271.

TROLL, C. (1968) : Geomorphologische Beschreibung, Landformen im Kartenbild, Gruppe V : Alpenvorland, Kartenprobe 4 : Schotterfluren und Schotterterrassen am Inn bei Gars, nordöstlich Wasserburg. 5-14, Braunschweig.

Weinberger, L. (1955) : Exkursion durch das österrichische Salzachgletschergebiet und die Moränengürtel der Irrsee-und Attersee-Zweige des Traungletschers. *Verh. Geol. B.-A. Wien*, Sonderheft D. 7-34.

WESSELY, G. (1961) : Geologie der Hainburger Berge. *Jb. Geol. B. A. Wien*, **104**, 273-349.

(1975年3月27日受理)

## 書評と紹介

**M. SCHWIND (herausg.) Religionsgeographie. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, 1975 ; 404 pp., 15 maps, 1 diagr., 7 photos.**

地理学の諸分野にかかわる多くの労作を通じ，また卓抜した日本研究によつて，学界でも著名なSCHWIND 教授の編著のもとで，叢書 Wege der Forschung の Bd. 397 として刊行された本書は，宗教地理学関係の論文集である。同教授の御配慮によつて，本書はいち早く当協会に贈られてきた。筆者はこれを一読する機会に恵まれ，その内容に深い関心を懐いたので，ここにその大要を紹介したい。

本書は編著者による序論「宗教地理学の課題」にはじまる。そこでは過去40年余りのあいだに発表された多くの研究者の筆になる宗教地理学に関する代表的所論を紹介するという形をとりつつ，地理学のなかでも特に難かしさの多いこの研究分野の発展の歴史の概観を試みている。特に宗教の地域的分布，宗教と環境との係わり，環境形成因子としての宗教こそが，宗教地理学の研究領域であり，地理的空間における宗教の間接的，直接的表現形ならびに機能形を研究し，解釈することが宗教地理学の内容であることを，多数の文献を駆使し，緻密な論述を進めている。同氏のこの論述は，さきに刊行された同氏の大著 " Allgemeine Staatenkunde "(1972)（本誌 83 巻 1 号，1974 の拙稿参照）に示された政治地理学の課題に関する同氏の論述と全く軌を一にし，単なる抽象を排し，具体的事実，事象の上に立つて筆を進める同氏の論述は説得力をもつ。

この序論について16編の研究論文が収められている。16編のうち，1 編を除いて，他はすべてこれまで既に他の書物，あるいは学会誌などに発表されたものの再録である。これらの論文は何れも編著者によつて選ばれたものであり，本書にはそれらの論文が発表年代の順に収録されている。それらは

E. OBERHUMMER (1934)　宗教と地理学

H. HASSINGER (1937)　宗教共同体

P. FICKELER (1947)　宗教地理学の基本問題

P. DEFFONTAINES (1948)　地理学と宗教

O. MAULL (1948)　宗教地理学

H. FEHN (1950)　巡礼地 Altötting. 古バイエルンの宗教地理学的論考

K. HELBIG (1951)　文化地理学的に見たインドネシア人の信仰，祭祀および礼拝場

H. HAHN (1952)　地理学と宗派. Tecklenburger Land の社会地理学的論考

C. SCHOTT (1954)　Schleswig-Holstein の入植史における教会とその施設，特に修道院の役割り

M. SCHWIND (1956)　天理——宗教都市

W. SCHNEEFUSS (1956)　宗教地理学

C. TROLL (1961)　文化地理学および社会地理学の 1 分科としての宗教地理学

H.-G. ZIMPEL (1963)　Taunus および Sinai 間の文化地域に及ぼす宗教の影響

E. WIRTH (1965)　宗教地理学の問題. シリア・レバノン領 Levante についての事例研究

D. E. SOPHER (1967)　宗教と地域

H.-G. ZIMPEL (1970)　宗教地理学

である。このうち FICKELER (1947)，HELBIG (1951)，ZIMPEL (1963)，WIRT (1965) などは長大な論文であるが，あとはずっと短かく，なかには数ページ程度の短編もある。前述のように，これらはほとんど，何れもすでに印刷発表されたものである。そこで，ここではこれら個々の論文についての詳論は避け，その内容を簡潔に示すことにとどめる。

OBERHUMMER (1934) は宗教が文化，経済，居住などに如何なる影響を与えたかについて，実例を挙げて詳論する。特に宗教分布の前進，後退に伴なつて，土地利用そのものが変遷した事例など興味ある指摘が行なわれている。

HASSINGER (1937) は国や地域の本質，景観等に与える宗教活動の重要性を指摘し，FICKELER (1947) はある宗教共同体に所属することが，住民や国に如何に影響するかを説き，さらに宗教はそれが生れた地域から如何なる影響をうけたかを，

主として世界的宗教を例にして述べている。ここでは民族，地域等，いわゆる環境が宗教の形態に対して与える影響を解明する宗教科学と，宗教地理学との対照が明確にされている。

DEFFONTAINES(1948) の論文は仏語からの独訳である。ここでは都市の位置，形，機能など，都市地理的問題に及ぼす宗教の影響，さらには宗教と経済地理，人口現象等との係わりが詳論されている。

MAULL(1948) は宗教が，空間に卓越する，地域を制約する，そして地域を形成する力の共同的因子であるとし，さらに宗教と自然・文化環境との係わり，さらには宗教による文化地域形成について具体的に述べる。

これにつづく5編はやや特定地域に関する研究成果である。すなわち FEHN(1950)は年間に数十万もの巡礼者を迎える，人口1万前後の宗教都市 ALTÖTTING(注：ミュンヒェンの東方約 80km, Inn 川に近いバイエルンの小都市)の発生，発達を歴史的に展望する。また HELBIG(1951)は若干の写真を提示しながら，インドネシア人の信仰，礼拝，礼拝場等についての文化地理的の記述を詳細に進める。次に HAHN (1952) は文化地域形成への宗教の影響を宗教的集団，宗派的集団の内部に至るまで掘り下げ，さらに TECKLENBURG(注 Nordrhein の Teutoburge Wald 南側，Münster の北々東約 60km に在る小都市)におけるカトリック，新教について，その信徒分布，種々の社会現象の分布，人口構造・社会構造，経済発達と両宗派の精神的立場などをそれぞれ比較する。SCHOTT (1954) は Schleswig-Holstein の居住史，特に土地制度の変遷，経済発達において，教会，修道院との係わりが深い事実を指摘する。SCHWIND(1956)は天理教の概要と宗教都市天理について記述し，日本における神道の衰退と天理教の発展に言及する。

SCHNEEFUSS(1956) は地域宗教に与える影響，特に礼拝場，宗教団体の活動を通しての影響，宗教の思想的内容，組織，分布などに対する地理的因子の影響，および景観形成因子としての宗教について論ずる。

TROLL(1961) の内容は，国際宗教学連合のドイツ部会年会の席上での講演であり，本書で初めて印刷された。彼は諸宗教団体の与える影響の差異は，同様な，または類似の環境，歴史的・経済的前提のもとで特に明らかになり，複数の構造をもつ地域こそが研究対象として重要であることを述べる。

ZIMPEL(1963)はキリスト教，回教，ユダヤ教その他が共存する西シリア地方の住民を対象として，宗教の発展の結果としての，この民族での宗教の階層，文化地域における宗教に直接する外形的な現われに触れ，民族特性，集落形および民族分布，経済特性，さらには政治地理学の領域等にみられる宗教の影響に言及する。また WIRTH (1965)はレバンテを対象地域とし，この文化地域内で，各宗教団体の居住域が相互に分かれていて，それぞれが1つの社会集団をなす。が，キリスト教，非キリスト教の地域の別は早晩解消し，国家社会主義と自由経済要求との対立が今後文化地域における空間的分化において重要な役割りを果たす，と説く。

SOPHER(1967)は宗教に因る文化地域形成における諸宗教間の差異を考察し，文化地域形成に際しての宗教のポジティブの影響，ネガティブの影響を詳細に対比する。最後に ZIMPEL(1970)は一般宗教地理学，特殊宗教他理学の立場を説き，さらに宗教的に形成された人類の居住空間の発生的視点から把握する歴史的宗教地理学のあり方，さらには宗教地理学の最近の発達について多数の文献に基づいて総括的に解説する。

以上かいつまんで紹介した内容をそなえた本書は，宗教地理学についての体系的著作ではなく，むしろ宗教地理学に関する代表的な論文を，時代を逐つて辿ることにより，一面においてはそは発展過程を明らかにするとともに（そのことは叢書の目標からしても当然であろう），編著者が序論において「宗教地理学の課題」として行なつた論述を，宗教地理学の歴史の中から，自ら選んだ16編の論文によつて，さらに明確にしようとしたものと解し得よう。なお巻末には編著者による宗教地理学に関する文献目録が収録されている。

論文集という形をとつたために，前述したように，体系にはやや欠けるし，若干の重複はある。

# 東京地学協会取扱い出版物

## 地質調査所報告

| 号 | 各 〒 300円 | 定価 円 |
|---|---|---|
| 156 | 地震探鉱反射法の研究 | 300 |
| 160 | 兵庫県西播地域工業水源地域調査報告 | 470 |
| 161 | 山形市付近の天然ガス地化学調査報告 | 500 |
| 162 | 秋田県小坂鉱山の母岩の変質 | 450 |
| 164 | 火薬爆発によつて生ずる雑振動および反射波の実験的研究 | 450 |
| 165 | 北海道のチタン資源 | 550 |
| 168 | 宮崎県小林市付近天然ガス調査報告書 | 450 |
| 176 | 北海道のクロウム鉱床 | 400 |
| 182 | 地震探鉱における群設置法と多孔爆発法の研究 | 370 |
| 184 | 弾性波パルスの伝播に関する研究 | 400 |
| 185 | 上部石狩層群堆積過程における豊里堆と芦別沈降盆地 | 460 |
| 186 | 八幡油田鹹水の地球化学 | 620 |
| 188 | 地表付近の天然放射能によるガンマ線強度分布について | 400 |
| 189 | 青森県尾太鉱山の硫化鉱物中の微量成分について | 350 |
| 190 | 日本におけるウランの産状 I | 1,300 |
| 191 | 琵琶湖東方地域二畳系の紡錘虫の研究 | 1,000 |
| 193 | 北海道庶路地域の炭田ガスについて | 470 |
| 194 | 天草下島教良木層産始新世有孔虫類 | 470 |
| 197 | 北海道中軸帯白堊系の堆積について | 800 |
| 199 | 硫化鉱物の微量成分の地球化学的研究 | 420 |
| 200 | 本邦クロム鉱床の成因的研究 | 580 |

| | | |
|---|---|---|
| 220 | 北海道の鉄資源 | 550 |
| 221 | 北海道常呂地方のスピライトと含マンガン赤鉄鉱鉱床 | 470 |
| 226 | イラン国北西部のアングラン鉱山 | 430 |
| 235 | 北西九州古第三紀砂岩中のジルコン―ざくろ石―電気石比がもつ地質学的意義 | 500 |
| 239 | 日本の主要モリブデン鉱床と関連する花崗岩質岩類 | 1,200 |
| 248 | 西南日本内帯の"夜久野複合岩体"中の変はんれい岩とその関連岩類 | 700 |
| 252 | 草津―万座地熱地域の地質学的リモートセンシング | 1,200 |
| 253 | 山形県小国町産中新世中期植物群 | 1,200 |
| 254 | 爆破地震による地震波速度の時間的変化に関する研究 | 950 |
| 255 | 異なつた三つの環境下における現世海底堆積物中の重鉱物組成 | 900 |
| 特別号 | (C) ゲルマニウム資源について | 330 |
| 特別号 | (5) 爆破地震動観測資料より得られた松代群発地震域の地下構造 | 1,050 |
| | 日本の学者による中国本土に関する地理学的研究著書・資料・論文目録 (1935—1950) | 200 〒135 |

**地質調査所月報** 毎月発行, 1カ年 (昭, 50年) 11,000円

**地学雑誌** 隔月発行, 1カ年 5,700円

**備考** ご注文はすべて前金, 正会員は定価の1割引。

## 東京地学協会取扱い出版物

### $\frac{1}{5万}$ 地質図説明書付き（除△印）

各 460円
〒 165円

松
治西部
予三崎
館
島小島
肥
田
本
清水
泊
水
籠
井岬
方
丈島
立
茂住
音知
加内
岐
子元島
日市
尻島
本
野山

各 600円
〒 165円

穂
寒湖
薬山
尾
田
仁合
走
田
島岳

飯田
伊万里
岩内
羽前金山
宇部
宇部東部
内の浦
襟裳岬
遠別
大江山
大垣
大迫
大畑
近江長浜
大村
奥津
鬼鹿
尾花沢
小浜
雄冬
渡島大島
海南
蠣ノ浦
加子母
金木
加治木
鹿屋
釜石
上里
上猿払
唐津
冠島

霧島山
北見
岐阜
甲府
小口瀬戸
国分
国領
昆布森
佐用
猿留
塩尻
志布志
城端
周防
須坂
砂川
諏訪
川内
鷹巣
田沢湖
但馬竹田
達布
田並
太良鉱山
丹後由良
近川
智頭
月形
土淵
都農

当別
動木
苫前
富高
富山
那智
男体山
仁位
西忠富
沼田
根雨
鋸崎
羽島
初浦
羽幌
浜益
美幌
燧岳
肥前高島付野母崎
日奈久
日向青島
平戸
弘前
肥前江ノ島
深浦
船津
幌泉

母衣月
三島
三田井
三厩
森吉山
門別
焼石岳
米子
呼子
陸中野田
留萌
涌谷
若柳

各 890円
〒 165円

大昼市場
草津
五所川原
田老
津山東部
徳舜瞥
人首
妹背牛
△横川

850円 〒165円
山形市北部地質図

各 1,390円
〒 225円

磯浜
魚津
臼杵
川尻
金華山
久遠
五城目
竹貫
那珂湊
陸奥川内
米内沢

各 1,510円
〒 225円

大樹
飛騨古川

各 2,390円
〒 350円

蓼科山
浜松

各 〒 195円

| | | |
|---|---|---|
| 崎・大山 | 1組 | 600円 |
| 刀・勝本・郷ノ浦 | 〃 | 600円 |
| 槌・霞露岳 | 〃 | 600円 |

| | | |
|---|---|---|
| 大間・佐井 | 1組 | 600円 |

| | | |
|---|---|---|
| 阿田和・新宮 | 1組 | 890円 |
| 伊予高山・八幡浜 | 〃 | 890円 |
| 掛塚・見付 | 〃 | 890円 |
| 邑知潟・虻ガ島 | 〃 | 890円 |

# 東京地学協会取扱い出版物

## 1/50万 地質図 各 〒 135円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 東京 | 890 | 金沢 | 1,280 |
| 八丈島 | 500 | 岡山 | 1,280 |
| 奄美大島 | 500 | | |

## 1/20万 地質図 各 〒 135円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 石巻 | 440 | 深浦 | 620 |
| 大分 | 440 | 松山 | 620 |
| 男鹿島 | 440 | 宮津 | 620 |
| 唐津 | 440 | 稚内 | 620 |
| 高知 | 440 | 岩内 | 870 |
| 野辺地 | 440 | 天塩 | 870 |
| 羽幌 | 440 | 広尾 | 870 |
| 輪島 | 440 | 尻屋崎 | 870 |
| 青森 | 620 | 鳥取 | 1,140 |
| 網走 | 620 | 北見 | 1,140 |
| 伊良湖岬 | 620 | 剣山 | 1,140 |
| 酒田 | 620 | 斜里 | 1,140 |
| 新庄 | 620 | 留萌 | 1,140 |
| 標津 | 620 | 帯広 | 1,310 |
| 苫小牧 | 620 | 豊橋 | 1,310 |
| 七尾富山 | 620 | 知床岬 | 1.310 |
| 根室 | 1,140 | | |

## 各 〒 165円

| | | |
|---|---|---|
| 1/200万 | 日本地質図 | 1,090 |
| 1/200万 | 日本温泉分布図 | 1,280 |
| 1/200万 | 日本変成相図 | 700 |
| 1/200万 | 日本の火山 | 1,490 |
| 1/200万 | 日本炭田図 | 890 |
| 1/200万 | 日本鉱床生成図 (14) | 720 |
| 1/200万 | 日本鉱床生成図 (15) | 940 |
| 1/ 20万 | 中部地方領家帯 | 2,100 |
| 1/ 50万 | 後期新生代地質構造図東京 | 1,280 |
| 1/ 50万 | 地質構造図秋田 | 1,090 |
| 1/2万5千 | 佐世保北部 | 1,090 |
| 1/2万5千 | 生駒山地西麓部 | 830 |
| 1/2万5千 | 鬼首 | 830 |
| 1/ 10万 | 石狩沖積低地 | 1,240 |
| 1/ 50万 | 第四紀地殻変動図近畿 | 1,580<br>〒 195 |

| | |
|---|---|
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 Ⅰ | 610 |
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 Ⅱ | 590 |
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 Ⅲ | 560 |
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 Ⅳ | 1,490 |

## 1/7万5千 地質図 説明書付き 各 〒 165円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 鬼首 | 620 | 徳島 | 620 |
| 高松 | 620 | 勿来 | 620 |

## 各 〒 195円

| | | |
|---|---|---|
| 日本油田ガス田図(Ⅰ) | 青山奥 | 820 |
| 日本油田ガス田図(Ⅱ) | 横浜 | 820 |
| 日本油田ガス田図(Ⅲ) | 横須賀 | 820 |
| 日本油田ガス田図(Ⅶ) | 魚沼 | 3,410<br>〒350 |
| 日本油田ガス田図(Ⅷ) | 本宿 | 1,510 |
| 日本油田ガス田図(Ⅸ) | 七谷 | 820 |
| 日本油田ガス田図(Ⅹ) | 茂原 | 2,140 |
| 日本油田ガス田図(Ⅺ) | 佐渡 | 1,510 |

| | | |
|---|---|---|
| 日本水理地質図(Ⅰ) | 木曽川左岸・矢作川・豊川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(Ⅳ) | 山梨県釜無川および笛吹川流域 | 650 |
| 日本水理地質図(Ⅴ) | 香東川・土器川・財田川流域 | 650 |
| 日本水理地質図(Ⅵ) | 愛媛県金生川・加茂川・中山川・重信川流域 | 650 |
| 日本水理地質図(Ⅶ) | 千葉西部 | 650 |
| 日本水理地質図(Ⅷ) | 奈良県大和川流域 | 650 |
| 日本水理地質図(Ⅹ) | 関東平野北西部 | 650 |
| 日本水理地質図(Ⅺ) | 長野県松本盆地 | 650 |
| 日本水理地質図(Ⅻ) | 兵庫県南西部 | 840 |
| 日本水理地質図(XⅢ) | 佐賀・福岡県筑後川中流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XV) | 都城盆地 | 840 |
| 日本水理地質図(XⅥ) | 仙台湾臨海地域 | 840 |
| 日本水理地質図(XⅦ) | 高知県・鏡川・国分川および物部川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XⅧ) | 福岡・大分山国川および駅館川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XIX) | 熊本県白川および黒川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XX) | 鳥取県日野川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XXI) | 福岡県矢部川中流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XXⅡ) | 山梨・長野県釜無川上流域 | 1,110 |
| 日本水理地質図(XXⅢ) | 長野・群馬県湯川および吾妻川流域 | 1,390 |
| 日本水理地質図(XXIV) | 長野県千曲川中流域 | 1,390 |
| 空中磁気図(Ⅰ) | 酒田−村上−弥彦−糸魚川海域 | 1,030<br>〒 250 |
| 空中磁気図(Ⅱ) | 稚内−利尻−遠別−留萌−札幌海域 | 1,030<br>〒 250 |
| 空中磁気図(Ⅷ. Ⅸ. Ⅹ) | 厚岸−浦幌−苫小牧−函館−富川−襟裳−積丹海域 | 1,030<br>〒 250 |
| 地質図幅目録図(昭, 50年版) | | 620<br>〒 80 |



写真 1　シリア砂漠中央部，Palmyra 盆地北縁，Douara 山地内の盆地地形



**写真 2 Palmyra 盆地中央部の塩沢地に発達する Nebkha 地形**

## 西アジア乾燥地域の侵食地形と堆積地形

シリア砂漠の中央部にパルミラ盆地という内陸盆地がある。盆地の西の縁には，シルクロードの中継地として栄えた古代都市パルミラの大遺跡があり，よく知られている。この地域は，現在，年降水量が100 mm 弱という乾燥地域であるため，盆地の中央部は塩沢地（サブハ）となつている。しかし，筆者らが訪れた1974年には，たまたま，前の冬に異常な多雪に見舞われたため，例年だと一時的にできるだけの塩湖が著しく拡大し，水が蒸発し切らないまま，次の雨期まで持ち越された。ところで，サブハにはいくつかのワディが流入しており，細砂～シルト以下の細粒な物質を選びこんでいる。このような砂やシルトは，サブハが干あがるにつれて風に吹き飛ばされ，ネブカと呼ばれる，高さ30～60cm 程度のマウンドを形づくる。サブハの周囲には数百 m から数 km の幅で，このネブカの密集する地帯ができており，特異な景観をなしている（写真2）。ネブカの頂上に生えているのは，現地名でタルティールと呼ばれる塩生植物で，砂を食い止めつつ，砂の堆積に打ち勝つて生長している。

一方，ワディを上流へたどつていくと，パルミラ盆地を囲む山地に達する。写真1は，盆地の北を限る Douara 山地中にある小盆地をみたもので，南流するワディの最上流部に当つている。この小盆地の周囲は比高200m の程度の山地からなり，急崖と崖錐およびそれに続くコンケーブな斜面によつて，盆地底に連なる。山麓に広がるこのコンケーブな斜面は，薄い堆積物をのせるだけで，侵食面としての性格を示すが，現在，基盤に切り込む線状侵食を受けて破壊されつつあり，過去に形成されたことがわかる。この小盆地にはこのような開析されて段丘化した侵食面が，さらに数段認められ，過去の気候変化を示している。

（小泉武栄）

地学雑誌 84, 5 (1975)

# 沖積層基底礫層について

井関弘太郎*

## On the Basal Gravel Beds of the Recent Deposits

Hirotaro ISEKI

**Abstract**

Alluvial plains in the coastal regions of Japan are considered to have developed according to the following processes: during the last glacial stage when the sea level was lowered, rivers dissected their valleys downward to that level. After then, in consequence of the postglacial rise of the sea level, these valleys were drowned and were filled up with Flandrian deposits.

The bottom floors of such buried valleys are mostly found at 30–80 meters below the present sea level. These bottom floors in many cases are covered with fluvial gravel beds about 10–20 meters thick. Such gravel beds are mostly overlaid with sediments of finer materials which deposited in the shallow sea during the late and post glacial transgression. They are called "Basal Gravel Beds" of the Recent deposits by the present author. They have probably been formed when the lowering of the sea level reached the limit during the last glacial stage. The huge accumulation of gravels as the Basal Gravel Beds might have been brought on by the overloaded streams which carried much detritus as the production of the strong physical weathering under glacial or periglacial conditions during the Ice Age. The author found that some of the Japanese alluvial fans of a large scale are formed by Recent Basal Gravel Beds.

The maximum accumulation of the ice during the last glacial stage should be enough to cause a lowering of the sea level of about 80–15 meters below that of the present. In order to get a acceptable figure regarding the lowering of the sea level or the lowest sea level during the last glacial stage, the author, presuming the figures -100 and -140 meters as the postulated low sea level stand, examined the depth of these floors of buried valleys, respectively.

Based on the results of borings which were carried out with 21 major buried valleys in Japan, the depth from the surface of present-day alluvial plain to the upper face of Basal Gravel Bed which covered bottom floor of buried valley was measured in each alluvial plain and then the relation between the depth of the deepest bore hole and the distance from the mouth of the old valley to that bore hole site was investigated (Fig. 3 and 4). The correlation coefficient between the depth and distance was also calculated.

Fig. 3 indicates the case in which the sea level was presumed to be 100 meters below that of the present and Fig. 4 in the cases of -140 meters, respectively. Is is

* 名古屋大学文学部地理学教室 Faculty of Letters, Nagoya University

obvious from these two charts that the depth of the deepest bore hole negatively correlates with the distance from the mouth of buried valley to that bore hole site. So far as the correlation coefficients are concerned, being -0.870 and -0.890, respectively, the presumed figure of the latter seems to be more acceptable than that of the former. Therefore, judging from the depth of buried valley floors, the author is of the opinion that the figure -140 meters as the lowest sea level during the last glacial stage should be more acceptable than that of -100 meters.

## I. 沖積層基底礫層についてのこれまでの知見と課題

筆者は，1954年ごろ，濃尾平野における地盤沈下現象を検討するための一環として，同平野の柱状地質断面図（主に深井戸資料）を蒐集・整理した結果，少くとも平野の中・西部一帯には，地表面下数10mの深さに，上・下の細粒物質層（砂層・泥層）の間に挾まつて，厚さ10m内外の礫層が連続する地層として存在することを見いだした(多田・井関，1955)。そして，同礫層面の深度は，木曾川河口付近では現海面下50～55mであるが，東北方に向かって2‰内外の勾配をもつて高まり，一宮市中心部あたりでは海抜－10～0m(現地表面下約15m)になること，さらに木曾川扇状地の現地表面（以下 GL と略す）下3m内外に連続することも確められた。

現在の木曾川河床礫の堆積下限は，河口から約40km上流の，一宮市と笠松町（岐阜県）とを結ぶ木曾川橋の付近であり，それより下流部の河床堆積物は砂にかわることからみて，上記の礫層が堆積した時期には，河床面が現在より低位にあつたとともに，礫をいまより下流部にまで，運搬・堆積する条件のあつたことがわかる。筆者はその条件の一つとして，氷期の低位海水準に対応した旧河口部と渓口部との間の河床面勾配の増大を想定してみたが，そのような氷河制海面変動を前提とした条件の妥当性を確めるためには，少くとも，他の沖積平野においても同様な現象が認められ，しかもそれらの礫層が，氷期の一定の低位海水準に対応した垂直的位置に形成されていることが満足されなければならない。このような理由から，わが国の主要な，しかも可能な限り多数の沖積平野について，その柱状地質断面図を集め，類似現象の存否を検討した結果，――河床面勾配の増大と礫運搬とのメカニックな関係はおくとしても――，一応上記の予想をほぼ満足させる共通現象を認めることができたので，1956年にそのことについての報告（井関，1956）を行つた。しかし当時は，わが国では $^{14}C$ 年代測定も行われておらず，また試錐調査において標準貫入試験すら並行されていない場合が多い状態であつたため，地質断面図だけから，ただちに同一氷期の低位海水準対応層と断定することに多少の無理があつたことも反省される。ただ，上記の礫層の縦断面を海方へ延長した場合，それは，氷河制海面変動との関係でその成因が説明されている現海面下100m内外の海底平坦面に連続する例が多いことからみて，その時期の確定は別としても，同礫層が氷期の低位海水準に対応して形成された河成堆積層である可能性は，資料の増加にともなつて高くなつていつた。

さらにその後，標準貫入試験の普及により，同礫層を境界層として，それ以深の地層がかなり締つた状態になるのに対して，以浅は一般に軟弱となり，とくに含貝泥層（沖積泥層）は著しくルースなことが明瞭になつたが，それは，同礫層より上部の地層が Late Glacial および Post Glacial の，いわば最後の海進期以降の堆積物からなることが示唆されている。したがつて，非氷河地域における沖積層の概念を，最終氷期（Würm 氷期後期）最盛時の低位海水準に対応して形成された不整合面より上位の，すなわち最後の海進期およびそれ以降の水成堆積層の総称であるとするならば，同礫層は，沖積層の基底礫層というのにふさわしいことになる。このような理由から，筆者は同礫層を沖積層基底礫層（沖積統基底礫層）と名づけたのである。

加え，$^{14}C$ 年代測定法などによる沖積層および上部洪積層についての絶対年代値の増加にともなつて――沖積層基底礫層についての直接的な年代測定値は管見の範囲ではほとんどみないが――，沖積層基

底礫層の堆積時期がかなり鮮明になり，最終氷期における位置づけも明確になつてきた。そのことにより，海外をも含めて，離れた沖積平野間における類似現象の対比に確実性が増したうえ，氷河地域あるいは周氷河地域における地学的諸現象との関係，とくにそれら地域における岩屑生産の激増と同礫層の発達との関係などについても，重要な手がかりが与えられるようになつた。

このように約20年にわたる第四紀学および関連諸科学の発達をはじめ，高速交通路線の建設などにともなう高精度・高密度の試錐調査等の結果により，沖積層基底礫層についての従来の見解にも若干補足すべきことが生まれたとともに，気候変化と岩屑生産との関係など，同礫層の堆積条件を再吟味する必要性も高まつてきた。とくに後者の場合，それを通して，沖積扇状地の形成と沖積層基底礫層との関係など，第四紀地形発達史の解明にとつて，かなり重要な手がかりの得られることも考えられるようになつた。このような理由から，沖積層基底礫層について，更新世後期以降の地形発達史におけるその位置づけを中心に，改めて拙論を述べさせていただくことにしたのである。

## II.　沖積世・沖積層の概念と沖積層層序の共通性

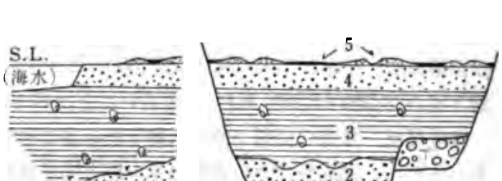
沖積層基底礫層についての細部の説明に入るまえに，本稿でいう沖積世および沖積層の概念と，わが国の主要沖積平野の臨海部にみる沖積層層序の共通性について，その概要を述べておく。

Holocene epoch の概念は，欧米では Würm 氷期の最後の亜氷期最盛時以降の温暖期を指すことが一般化し，後氷期とほぼ同時期に用いられているが，本稿でいう沖積世とは，Würm 後期（Würm Ⅲ期とも言われるが，日本ではⅡ期が必ずしも明瞭でないので，数詞を用いない）の最盛時（C. 18000年 B.P.）以降，現在に至る期間と規定する。したがつて後氷期に加えて，晩氷期もこれに含まれる。後者の立場をとつた理由は，次のとおりである。

前者の場合，かつて RUSSELL (1951) も指摘しているように，氷河地域から離れた地方では，最終亜氷期の衰退時としての Pleistocene・Holocene の境界を，地層中の証拠に求めることは――絶対年代の測定を除けば――容易でないうえ，その意義も希薄である。これに対して，後者の場合は，Würm 後期最盛時の顕著な海水準低下により，沖積層の基底となるべき不整合面が汎世界的に形成されたことからみて，地層（沖積層）形成との関係で地質時代の区分を行う場合，この時期に境界を求めた方が妥当であると判断したからである。

本稿でいう沖積層とは，Würm 後期最盛時の低位海水準時に形成された顕著な不整合面より上位に水成堆積した地層の総称とする。したがつて，近時，日本でも採用されるようになつた後氷期以降の水成堆積層のみを指していう「沖積層」については，「狭義の沖積層」と呼ぶことにする。したがつて濃尾平野における「濃尾層」などのように，狭義の沖積層と区別されている Würm 後期最盛時以降の晩氷期堆積層も，本稿でいう沖積層に含まれる。

日本の主要沖積平野の臨海部における地質断面を模式的に示すと第1図のようになり，沖積層に積序は，下部から①沖積層基底礫層，②沖積下部砂層，③沖積泥層，④沖積泥積上部砂層，⑤沖積陸成層の5層に大別することができる。それぞれの特徴を略記すると次のとおりである。




第1図　臨海部沖積層の模式断面図
1.　沖積層基底礫層　2.　沖積下部砂層
3.　沖積泥層　4.　沖積上部砂層　5.　沖積陸成層　T.　立川礫層相当層

①沖積層基底礫層：低位海水準期に形成された扇状地性河床礫層であり，層厚は10m 内外である場合が多い。

②沖積下部砂層：海水準上昇期に形成された三角州前置層と推察される。しかし堆積後の海水準低下

第1表　沖積層の層序区分

| | 濃尾平野 | | | | | 津軽平野 | | 東海道の沖積平野 | | | | 相模川沖積低地(臨海部) | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 井関弘太郎 (1962) | | | 式　正英（都市地盤調査報告書）(1962) | | 小貫美男・三位秀夫ら (1963) | | 池田俊雄 (1964) | | | | 貝塚爽平・森山昭雄 (1969) | |
| Holocene | 沖積世 | 沖積層 | 沖積陸成層 | 沖積世 | 最上部粘土層 | 十三湖層（沖積層） | | 沖積世 | 沖積層 | | | TG<br>TM | 頂部砂礫層<br>頂部泥層 |
| | | | 沖積上部砂層 | | 上部砂レキ層 | | 上部砂層 | | | 沖積層上部層 | 0～5,000年B.P. | US | 上部砂層 |
| | | | 沖積泥層（沖積シルト・粘土層） | | 上部粘土層 | | 中部シルト層 | | | 沖積層中部層 | 5,000～10,000年B.P. | LM | 下部泥層 |
| Pleistocene | | | 沖積下部砂層 | 洪積世 | 下部砂レキ層 | | 下部砂層 | 洪積世 | | 沖積層下部層 | 10,0000～20,000年B.P. | LG | 下部砂礫層 |
| | | | 沖積層基底礫層 | | （鳥居松段丘レキ層） | | （五所川原砂礫層） | | | 沖積層基底レキ層 | 20,000年±α年B.P. | BG | 基底礫層 |

で侵食をうけた場合もあるらしい。

③沖積泥層：いわゆる縄文海進が最も顕著な時期に形成された三角州底置層であり，濃尾平野では最大層厚30mに及ぶが，層厚の地域差が大きい。

④沖積上部砂層：海水準上昇が緩慢化した後に形成された三角州前置層であり，現在の三角州形成層でもある。層厚はほぼ共通して7～10mである。

⑤沖積陸成層：自然堤防・後背湿地堆積層など，沖積上部砂層上に形成された三角州頂置層で，層厚は5m以下である。

このような沖積層の区分が，他の研究者によつてほぼ同様に行われていることは，第1表に示すとおりであり，このことからも各地の沖積層の層序の共通性が理解される。

## III. 沖積層基底礫層の年代

先にも述べたように沖積層基底礫層の絶対年代を直接に求めた研究事例はないようである。それは，同層中に $^{14}C$ 年代測定にたえる試料の存在が稀少なことにもよろう。したがつて，同礫層の堆積年代は，同礫層をはさむ上・下の地層の絶対年代から推定するよりいたしかたがない。筆者が沖積層基底礫層の存在を初めて知つたのは，冒頭にも述べたように，濃尾平野においてであるが，この平野の沖積層基底礫層（濃尾第1礫層）の堆積年代は古川博恭（1972）も指摘するように，小牧礫層（木曾川中位段丘面＝小牧段丘面構成層）をおおう末川泥流（27,800±2,000年 B.P.）より新しく，一方，濃尾第1礫層をおおう濃尾層下部の18,200±500年 B.P. より古いことは明らかである。

濃尾層は，筆者の分類では沖積層下部砂層に相当するものであるが，同層面に顕著な侵食のあとが認められるから，同層を独立の堆積岩体＝地史的単位としてみることが妥当と考えられ，桑野幸夫（1971）により，濃尾層の名があたえられた。しかし，濃尾層中の $^{14}C$ 年代値は下記のとおりであることからみて，同層は明らかに晩氷期の堆積層であり，筆者のいう沖積層の範囲に属するので，その直下にある砂礫層を沖積礫基底礫層と呼称することは，少くとも濃尾平野の場合，支障はないものと考えられる。なお濃尾層面の侵食は晩氷期における海水準の fluctuation にともなつて形成された公算が大きい。この不整合面に堆積した沖積泥層最下部（GL-32.00m）の貝殻の $^{14}C$ 年代値は，9,300±240年 B.P. であることからみ

第2表　濃尾層の深層別$^{14}$C年代値（名古屋港西部第1区）

| 海面からの深さ | $^{14}$C 年代値 |
|---|---|
| 35.65m | 16,700±500年 B.P. |
| 38.15m | 17,100±500年 B.P. |
| 39.25m | 18,200±500年 B.P. |

（古川博恭・1972, による）

て，その間に小さな時間的間隙のあつたことは認められる。また，この年代値からみて，沖積泥層以上の部分が「狭義の沖積層」と言うことができる。

大阪平野の場合，筆者は1956年の報告において，天満層（伊丹礫層）を沖積層基底礫層にあて，岡　義記（1963）も，「伊丹礫層を含めた沖積層の下の礫層を沖積統下底礫層と定義する」とした。しかしその後，藤田和夫・前田保夫（1966）は，伊丹礫層および直下の伊丹粘土層まで侵食した古武庫川・古猪名川などの埋積谷を充填している礫層および同相当層（大阪港付近では粘土をはさむ砂層）を沖積層下部（Il）とし，それらの埋積谷底を含む伊丹礫層と沖積層下部との不整合面を沖積層基底面とする見解を示した。したがつて伊丹礫層（天満層）は，埋没段丘礫層ということになる。

伊丹礫層の直下にある伊丹粘土層の$^{14}$C年代値は，$32{,}700^{+2{,}300}_{-2{,}500}$年 B.P. および29,800±1,200年 B.P. であり，ヨーロッパにおける Göttweiger 亜間氷期にほぼ一致するが，それは同層が海成粘土層であることと調和する。

これに対して，新大阪駅のGL-22mにある厚さ約20cmの泥炭層の$^{14}$C年代値は12,730±340年 B.P. であるが，同泥炭層は天満層（砂礫層）を直接不整合におおう厚さ1m内外の砂層の上位にある。したがつて，伊丹礫層＝天満層とするならば，伊丹礫層は，29,800±1,200年 B.P. と12,730年 B.P. との間に形成されたことになり，また，同礫層面から掘りこんだ埋積谷を充填している沖積層下部（Il）も，この期間内の堆積層であることが明らかである。

これらの年代資料からみて，少くとも濃尾および尼崎地区における沖積層基底礫層の堆積時期は，大きくみて，Würm 氷期中期の亜間氷期の後，晩氷期にかけての間であることが明らかになつたが，そのことを裏付ける地学的証拠は，他の地区においても認められる。

濃尾平野に隣接する矢作川沖積平野の場合もその一つである。矢作川沖積平野のおもに西側に展開する碧海台地は，それを構成する碧海層中より得られた貝化石の$^{14}$C年代値（$32{,}170^{+2{,}910}_{-2{,}130}$年 B.P.注1）および$32{,}400^{+4{,}900}_{-3{,}000}$年 B.P.）注2）からみて，大森・星埜（1973）のいういわゆる30,000年段丘に属することは明らかであるが，これを開析して発達する矢作川の埋積谷には，同埋積谷を横断する東名高速道路の地質断面などから，幅広い顕著な埋積段丘の存在することが，森山昭雄・小沢　恵（1972）によつて発見されている。森山らはこの埋積段丘を岡崎埋没段丘と命名しているが，その典型は岡崎市北部付近から東海道新幹線付近までの矢作川右岸にみられ，段丘面は層厚3～6mの埋没段丘礫層からなつている。

上記の区間における岡崎埋没段丘面の高度は現海面下5～10mにあたるが，さらにそれをもつて埋没谷中谷が発達しており，埋没段丘面から同谷底面までの比高は15～20mに及んでいる。この谷中谷底には，厚さ5～10mの砂礫層が堆積しており，森山らは，これを沖積層の「基底砂礫層」（BG）と呼称している。この基底砂礫層の直上にのる沖積層「下部砂層」（US）中に夾在する泥炭層（西尾市鵜ケ町，GL-27.6m）の$^{14}$C年代値が9,110±100年 B.P. であることからみて，上述の，尼崎・大阪方面において前田かが「沖積層下部」とした埋没谷中の砂層の堆積時期から大きく逸脱しているとは考えられない。

関東構造盆地における一事例として，多摩川埋積谷をみても，羽鳥謙三ら（1962）が明らかにしているように，同埋積谷における沖積層基底礫層は，現海岸部において埋没段丘礫層化している立川礫層を切つて形

成された谷中谷の充填層，すなわち，挿島礫層の延長部にあたることから推しても，同礫層の堆積時期が上記の諸地域における基底礫層の推定堆積時期の範囲に入るであろうことは改めて述べるまでもなかろう。

このような事例のなかで，新潟平野の場合のみは，$^{14}$C 年代測定の結果を信頼する限りにおいて，かつて筆者が同平野の沖積層基底礫層と推定した礫層（$G_1$ 層）の堆積時期が，他の地域にみられる時間的範囲からやや古くなるような結果になつた。

すなわち，筆者は，1956年の報告において，越後平野における沖積層基底礫層は，いわゆる $G_1$ 層がこれにあたると推定した。新潟市付近における $G_1$ 層は GL −150～−170m にも及ぶ異常な深度にあるが，各地の沖積層にみる層序の共通性と調和することからみて，$G_1$ 層を沖積層基底礫層と考えたのである。

その後，阪口豊（1964）は，白根市四興野の農林省白根地区 No. 15観測井のボーリング・コアについて，$G_1$ 層の上限（GL −147.5m）に比較的近い深さ（GL −112～−128m）の粘土層から得た試料の花粉分析を行つた結果，現在の越後平野周辺の山地のかなり高所にみられる *Betula* が52.6%を占め，GL −20m 以浅の *Alnus, Quercus* 卓越型と著しく異なることから，当時を「氷期の余韻をのこした沖積世初期」と仮定し，さらに氷期最盛時以後の海面上昇により岩相が大きく変化することを考えるならば，$^{14}$C 層の上限をもつて沖積層の下限とみなすのが最も妥当であるとの結論に達した。

このような阪口の解釈は，その後，白根地区の多数の試錐と $^{14}$C 年代測定をもとになされた，長谷川和夫・海　正雄ら（1967）の研究によつて，阪口のいう沖積層の下限は認められるものの，その沖積層（海らの白根累層）と $G_1$ 層との間には，25,000～27,000年 B.P.（26,200±1000年～24,800±1000年 B.P.）の海面上昇期（GL −70m 内外にまで海水準が上昇したと推定される）に堆積した西蒲原累層がはさまること，そして同累層は次の海面低下期に侵食をうけていることから，$G_1$ 層と白根累層（沖積層）とは整合関係にないことがわかつた。換言すれば，$^{14}$C 年代値を認め，西蒲原累層を洪積層に含める限り，$G_1$ 層の上限をもつて沖積層の下底とすることは，適切でないと言えるとともに，$G_1$ 層の形成は27,000年 B.P. 以前にさかのぼるものと考えざるをえなくなつた。しかし，このような見解はあくまで $^{14}$C 年代値を信頼してのことであり，層序的には他地域の沖積層基底礫層の場合に極めて類似した状態にある。また，$G_1$ 層の直下の $^{14}$C 年代値は31,000年 B.P. 以前とされ，$G_1$ 層の年代の下限は知られていない。

## IV. 埋積段丘礫層（立川礫層相当層）との関係

沖積層基底礫層の存在がはじめてわかつた1950年代には，試錐資料がとぼしいうえ，精度の低い深井戸地質断面図などにたよらなければならなかつたため，デリケートな地層の区別が困難であつた。しかるに1960年代以降，高速自動車道路あるいは東海道新幹線などの建設にともなつて，精度の高い建設用試錐資料が，高密度な線状に得られるようになつてから，沖積層基底礫層をめぐる地層の関係が詳細になり，例えば，それまで同一層として扱われてきた礫層が，埋没段丘礫層と沖積層基底礫層とに区別されるケースが数多く見出されるようになつた。その代表的なものが，名神高速道路および第二阪神国道地質調査資料を基にして，藤田・前田が明らかにした上述の伊丹礫層と沖積層下部（II）との関係である。

これと同じような現象は他の平野でも認められるばかりでなく，1段以上の埋積段丘礫層を切る谷中谷に，本来の意味での沖積層基底礫層の堆積しているケースが一般的とさえ思われるようになつてきた。逆に言えば，沖積層基底の不整合層上に，沖積層基底礫層だけが単一に描かれている地質断面図の場合には，埋没段丘礫層面との比高が小さくかつ試錐資料が少ないため，埋没段丘礫層と沖積層基底礫層との区別がつかないまま，両層が同一礫層として表現されている場合も少なくないようにさえ考えられるようになり，武藤章（1968）も夏井川埋積谷の基底礫層ついて同様な所感を述べている。したがつて，本来の沖積層基底礫層を正しく理解するためにも，その直前に形成された最下位の埋積段丘礫層の性格を十分に知つておくことが必要と考えられる。

上記の伊丹礫層が，約30,000年前ごろの海進期の堆積層である伊丹粘土層の直上に形成されたとはい

え，スパーカー調査の結果などからもわかるように，同礫層は大阪湾の深部に向かつて追跡される。海水域に向つての礫層の堆積の前進は容易でないことから，伊丹礫層の堆積時の海水準は，その初期には，比較的高位にあつたとしても，堆積の進行に並行して海退が進み，ついには藤田らのいう沖積層下部の形成期のそれに匹敵するようなレベルにまで海水準が低下したものと推測される。したがつて，伊丹礫層をWürm 氷期中期の亜間氷期に相当する高位海水準後の海退期注3)における，最も規模の大きな堆積層の一つと推定することができる。

しかし尼崎地区などにおいて，古武庫川などの埋積層が，伊丹礫層の下底以深にまで下刻作用を及ぼしている事実は，それが比較的短期的現象であつたとしても，無視できないことがらである。それは Würm 中期の高位海水準後の海退期に出現した大規模な礫層堆積期と，Würm 後期の海水準の最大低下期（この時期もなお礫の堆積は顕著であつた）との間には，若干の時間的ずれのあつたことを示すからであるが，そのことは他の多くの沖積平野においても認められる。その最も明瞭なものの一つは，多摩川埋積谷における立川面の延長にあたる埋積段丘面（現河口付近で海面下40m 内外）と，それを開析した谷中谷に延長してきている拝島面との関係であり，同埋積谷における本来の意味での沖積層基底礫層は，拝島礫層であることを示すとともに，同礫層直下の不整合面（GL −60m 内外）は，拝島層の底面と三浦層群との間にあることがわかる。また貝塚爽平・森山昭夫（1969）が明らかにした相模川沖積平野の臨海部でも，GL −20～−30m に茅ケ崎埋没段丘面と称される埋積段丘面があり，これは立川礫層に対比される厚さ15～20m 田名原礫層の埋積段丘礫層によつて構成されている。沖積層基底礫層面はそれより40m 内外低位にあり，その比高は大きい。このような埋積段丘面と，沖積層基底礫層面との比高の大小は，埋積段丘面の形成後，沖積層基底礫層堆積時までの地殻変動量の差に影響されているところが少なくないようである。

その他，矢作川埋没谷における岡崎埋没段丘と基底礫層との関係，あるいは濃尾平野における鳥居松礫層の埋積段丘層と，濃尾第1礫層との関係など，すべて同水質同時期の埋積地形と推定される。これらの関係を整理し，表示すると，第3表のようになり，沖積層基底礫層面のすぐ上方にある埋積段丘礫層は，いずれも立川礫層相当層に対比されることが認められる。

## V. 沖積層基底礫層の生成環境

第3表に示す埋没段丘礫層のすべてが，いわゆる30,000年段丘を開析している河谷に発達しているとともに，同礫層および，次期の沖積層基底礫層とが，共に相対的に粗粒な礫からなり，しかもそれらの堆積量が，数1,000年にすぎない短い堆積期間であつたにもかかわらず，著しく膨大な量に及んでいることが共通している。例えば，濃尾平野の場合，砂層からなる熱田層上部に比較して，粒径10～15cm の礫からなる鳥居松礫層の堆積が，なぜ忽然と出現し，少くとも今日の濃尾平野の一円を厚さ10m 以上で被覆したのであろうか。また，それが濃尾第1礫層の時期までつづいた後，今日の砂泥からなる膨大な沖積層に急変する一方，10,000年以上に及ぶ沖積世の期間に出現した礫の堆積地は極めて限られていること，等々に関する疑問が生まれるのであるが，この疑問は大阪平野や矢作川沖積平野にも，ほとんどそのままあてはまるのである。

いま，筆者は，この疑問に完全に答えうる積極的な根拠をもたないが，上述のような顕著な海退期と，粗大礫層の形成期とが一致することからみて，気候条件の悪化（寒冷化）にともなう森林限界の低下，および，岩石の機械的風化の激化を考えざるを得ないのである。すなわち貝塚爽平（1962）は，Würm 氷期の最盛期に，日本では森林限界が約1,500m 低下し，中部日本の場合，海抜約1,000m 以上がツンドラ化したことを，化石植物層の分布状況から推定しているが，そのことは，小林国夫（1962）もこれを認め，飛驒氷期ⅡC の雪線高度が現海抜2,700m 内外，森林限界が海抜1,000m 内外にあつたとしている。

したがつて，Würm 氷期の最盛期には，日本の山地の広い範囲にわたつて，裸岩地域が広がり，気温

第3表　埋積段丘礫層と沖積層基底礫層との関係

| 地域名 | 調査・報告者 | 沖積層基底礫層面に最も近い埋積段丘礫層とその年代 | 確認された埋積段丘面の高さ（現海面） | 埋積段丘面と沖積層基底礫層面との比高 | 沖積層基底礫層とその年代 |
|---|---|---|---|---|---|
| 尼崎地区（大阪平野北西部） | 藤田・前田(1966) | 29,800年 B.P.＞伊丹礫層 | −40m以下 | 10〜15m | 沖積層下部(Il)＞12,730年B.P. |
| 濃尾平野 | 古川博恭(1972) | 27,800年 B.P.＞鳥居松礫層 | −20m以下 | 10〜20m | 沖積層基底礫層（濃尾第1礫層）＞18,200年B.P. |
| 矢作川沖積地 | 森山・小沢(1972) | 32,170年 B.P.＞岡崎埋没段丘礫層（越戸層） | −10m以下 | 10〜15m | 基底礫層(BG)＞ 9,110年B.P. |
| 相模川沖積地 | 貝塚・森山(1969) | C. 30,000年B.P.＞茅ケ崎埋没段丘礫層（田名原段丘礫層） | −20〜30m | 40m | 基底礫層（BG） |
| 多摩川沖積地 | 羽鳥・井口・貝塚・成瀬・杉村・戸谷(1962)，松田(1973) | C. 30,000年B.P.＞立川礫層 | −40m | 20m | 拝島礫層 |
| 津軽十三湖地域（岩木川河谷） | 小貫・三位・島田・竹内・石田・斎藤(1963) | 高根段丘礫層 | −10〜15m | 25m | 五所川原礫層＞ 9.050年B.P. |

注）このほか，那珂川（茨城県）下流にも，立川面に対比される上国井面の埋積段丘が，沖積層基底面（最深−80m）上約25mに存在することが，坂本 享・野間泰二（1969）によつて報告されているが，沖積層基底礫層についての記述がなかつたので省略した．

の低下とあいまつて，凍結風化をうけやすい条件ができたものと考えられる。OLLIEN（1969）は，水が0°C で結氷する際に生ずる約９％の体積膨張は，大きな破壊効果をもたらし，凍結破壊は，「最大でないとしても，風化における最も大きい物理学的作用の一つ」としているが，日本の山地においても，氷期の凍結破壊によつて，岩屑生産を著しく促進したであろうことは，今日の周氷河地域における岩屑生産の状況からみても推測されるばかりでなく，式　正英，深井三郎，小林国夫など，日本の最終氷期における岩屑生産の増大にふれた研究結果にも示されている。すなわち，式　正英（1974）は，圏谷底に隣接して分布する仙丈岳藪沢（赤石山脈）の堆積段丘が，河川の最上流部斜面を占める地域にあるにもかかわらず，200m に及ぶ厚い礫層からなることに注目し，それが氷河気候にもとづく気候段丘であるとの結論に達している。同氏はさらに，蒲田川上流，梓川上流においても同様な地形現象を報告している。

また深井三郎（1960）は，常願寺川の高位段丘である粟巣野段丘（標高620〜520m）が，30〜50m に及ぶ厚い砂礫層からなることに注目し検討した結果，立山に氷河があつた当時の森林限界を標高約1,000mと推定し，それ以上の裸谷地域から多量に供給される岩屑が，近い距離にある粟巣野に堆積したものと考えるに至つた。

小林国夫（1962）は，日本アルプス周辺に広く分布する厚さ50〜20m の段丘堆積層の多くは，小野沢礫層（松本市），大泉礫層（伊那谷），木曽谷層（＝熱田層）など，Tephrochronologic な対比によつて「Würm 氷期以前」（井関　注：Würm 氷期後期より前と表現した方が明解であろう）と考えられるが，それらが下刻作用をうけて形成された２〜３段の段丘には，10〜５m の薄層がのつている。そのような薄層について，小林は興味ある観察とそれに基づく推測を行なつている。すなわち小林は，「この薄川は礫質で不整

合面下の地層が砂層あるいは砂層をまじえるのに対して，この薄層はひどく粗大な礫からなることが特徴である。(中略) このような礫層はたとえうすくても氷期における森林限界の低下，岩屑の増加に対応するいわゆる"氷期の段丘"と考えてよいかも知れない」と述べ，その1例として，木曽川流域の場合，下流部で小牧礫層，およびその下位の鳥居松礫層（濃尾平野の埋積段丘礫層）につながる高部段丘礫層，坂下段丘礫層をあげている。

なお，上述のことを裏返えせば，流域内に海抜1,000m 山地をもたない三浦半島の諸川の埋積谷底に，松島義章（1974ほか）の丹念な研究があるにもかかわらず，沖積層基底礫層がごくわずかしか認められないことも理解される。同様なことは藤田佳久（1965）が明らかにした衣浦湾の埋積谷底についてもいえる。

## VI. 沖積層基底礫層をおおう下部砂層の性格

立川礫層・伊丹礫層等に相当する埋没段丘礫層や，沖積層基底礫層プロパーは，Würm 後期の海水準低下期 (Late Wisconsin Regression) の堆積層であり，glacial eustusy の考え方にたつならば，寒冷気候下の堆積層であつたはずである。したがつてその素材（岩屑）供給にあたつては，凍結破壊の影響を強くうけているため，粗大な礫の多いことも理解される。しかるに，沖積層基底礫層をおおう沖積層下部砂層（濃尾平野の「濃尾層」など）は，明らかに海水準上昇期注4) の堆積層であり，気温の fluctuation はあるにしても，少くとも堆積の進行期は比較的温暖な状態にあつた可能性が強い。そのような気候条件を反映しているためにか，堆積物の粒径が急激に細粒化し，砂あるいは砂泥の互層になることは，先に述べたとおりである。もし搬出される岩屑の粒径それ自体に変化がなく，単に海水準の上昇によつて沈水部の堆積物が細粒化したとするならば，海岸線の陸方への前進にともなつて扇状地範囲が後退するため，上流側に向かつて礫層の厚さが増大しているはずである。それにもかかわらず，実際には，上流側へ向かつて層厚が増大している量は僅少にとどまり，海進時の海岸線より上流側でも，沖積層基底礫の層厚にとくに大きな変化はなく，礫層から下部砂層へ急に移りかわつている。例えば濃尾平野の基底礫層（実際には鳥居松埋積段丘礫層）の層厚も，都市地盤調査報告書11巻（1965）の地質断面図からも明らかなように，一宮市南西部の縄文海進海水域の萩原町における層厚が約20m であるのに対して，木曽川扇状地の末端部に位置する同市浅井町のあたりでも20～25m の層厚にとどまつている。

## VII. 沖積扇状地と沖積層基底礫層との関係

紺野義夫ら（1972）は，加賀平野の手取川扇地を横断する極めて興味ある地質断面図を作成している。この段面図で注目されることは，地形図に描かれている手取川の大規模扇状地の構成礫層 ($D_3$) は，その側方（南北方向）へ，層面を低下させながらも連続し，北部では河北潟一帯の泥質の沖積層 ($A_1$) 直下に南部では小松市方面の同じく泥質沖積層 ($A_1$) 直下に延び，それぞれの地区での沖積層基底礫層をなしていることである。そして現在の手取川によつて形成されつつある扇状地性堆積層は，同川沿線の狭い範囲にみられる河床礫層 ($A_2$) にすぎないことを示している。

これらのことは，地形図等にみる大規模な手取川扇状地部分は，洪積世末期の沖積層基底礫層が，最も厚く，したがつて最も高く堆積した個所であることを物語つており，換言すれば同扇状地構成礫層は，沖積層基底礫層が沖積平野面上に露出している所といえる。また，そのことからみて，同扇状地の形成は，氷期最盛期のおびただしい岩屑→砂礫供給の産物であると解することができる。

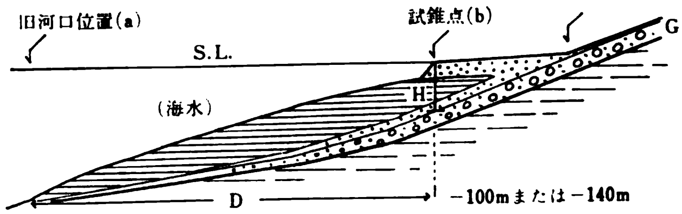
これに類似した現象は，木曽川扇状地の場合にもみられる。濃尾平野に沖積層基底礫層（濃尾第1礫層）と鳥居松埋積段丘礫層との間の埋積段丘崖は，海から離れるにしたがつて不鮮明になる。このため，一宮市付近より上流側では，鳥居松礫層が実質的な沖積層基底礫層になるが，同層は，2‰内外の勾配をもつてそのまま大山渓口部に向かつて標高を高め，現扇状地面下2～3mの深さを維持するように，扇状地面

とほぼ平行する状態を保つている。

この礫層は径20cm 以上にも及ぶ巨礫を含むが，これをおおう２～３m の表層は，おもに砂層からなり，長さ２m にも及ぶ守口大根の生産適地を形成している。そしてこの表層の砂層と，大型礫層の間には層厚30～50cm のクロボク層がはさまり，これには，大参義一ら（1965）が報告しているように，先土器文化期の細石器などが包含されている。さらに注意されることは，大山段丘に近い大口町以東では，小さな段丘崖を境にして表層（砂層）の被覆がなくなり，クロボク層以下の巨礫層が露出するようになるが，その岩相は，鳥居松礫層の様相をしめしている。

このようなことからみて，犬山扇状地においては，沖積世以降，川島町から笠松町にかけての堤外地における河床礫層の前進をのぞけば，礫の新規堆積はほとんどなく，扇状地形態を呈している個所は，洪積世末期の鳥居松礫層堆積面が，表面地形に反映するような浅所（深さ５m 以浅）に存在する部分であり，扇状地の原形態は，鳥居松礫層面の形態を表現しているといえる。

したがつて，かつて谷津栄寿（1954）が，扇状地から三角州平野への移行部における縦断面形の屈折現象を，供給される岩屑・砂礫の粒径組成の不連続性から説明したことがあるが，少くとも木曾川扇状地の場合には，その屈折は，堆積時の異なる二つの堆積面の接合によつて形成されたものであり，谷津の理論は，現在の木曾川河床において進行中の河床礫部分と，河床砂礫部分との境界においてのみ妥当性をもつことがわかつた（第２図参照）。




第２図　沖積層基底礫面の模式断面図
a）扇状地面・三角州面の接合・屈折部の性格
b）試錐資料にみる基底礫層の深さの意味
（注：H，D は，第３図，第４図の記号と同じ）

なお，このような二つの堆積面の接合部が縦断面の屈折部にあたる例は多く，門村　浩（1971）が整理した天竜川扇状地における浜北面と，新期扇状地面との境界もその一つである。言うまでもなく，両者とも礫層からなる面であることからみても，その接合部の屈折が，谷津のいう構成物質粒径の不連続性に因るものでないことは明らかである。

そのほか，沖積層基底礫層が現在の扇状地（開析扇状地）礫層に続いていることを示した研究成果として，管見の範囲でも次のものがあげられる。

①市瀬由自（1968）は，福井平野の地質断面図を整理しているが，例えば三里浜海岸と九頭竜川扇状地扇頂部とを結ぶ断面図（A-B）にも描かれているように，筆者の沖積層基底礫層に相当する「上部砂礫層」が，三里波海岸では現海面下約55m にあるにもかかわらず，九頭竜川扇状地部（春江駅東方2.2km 付近・No. 39試錐点では GL − 4 m となり，それより上流の扇状地部では，ほとんど露出するように示されている。このことは，現在の九頭竜川扇状地の形態もまた，沖積層基底礫層の堆積面によつて基底形が形成されていることを示唆している。

②赤木三郎（1972）は，鳥取平野の沖積層基底礫層に相当する「下部砂礫層」($D_3$) は，「沖積層の基盤になつているが層厚の変化がいちじるしく，千代川，野坂川，有富川，袋川などの谷の平野にのぞむところでは厚い砂礫層となり，扇状地性砂礫層に移行する。その高度は海抜10m 付近である」とし，同層が千

代川その他の扇状地礫層につづくことを指摘している。なお，海岸部における「下部砂礫層」の深さは，－45m 以深である。

③笹島貞雄（1962）は，小浜平野（福井県）の地形・地質を整理した結果，現海岸線付近で－25m 内外にある沖積基底礫層（層厚約10m）は，上流へ5.5‰前後の勾配で高まり，少くとも北川河谷に沿う熊川断層より南側では，扇状地状に露出し，さらに低位段丘になることを明らかにしている。

④若生達夫（1972）は，阿武隈川沿岸低地の試錐資料し，同川河口近くで GL －49m（厚層約10m），白石川合流点付近で－39m 以下にある角礫密集帯は，亘理市街地がのる開析扇状地につながることを推察している。上記の角礫密集帯は，白石川合流点付近でその上位約 3 m にある泥炭層の $^{14}C$ 年代が15,800±350年 B.P. であることからみて，沖積層基底礫層に相当するものと考えられる。したがつて，亘理市街地がのる開析扇状地もまた，沖積層基底礫層の上流（側方）への延長部にあたる可能性が強い。

以上の諸事例が示すように，今日われわれが現成の地形と考えている大規模沖積扇状地（例えば手取川扇状地）も，実は膨大な石礫が供給される条件のあつた時期（氷期）に，急激に形成されたものが多く，むしろ，沖積世に入つてからの新規堆積量，したがつて地形形成は，極めて微小であつたと考えられる。それとともに，それらの扇状地礫層は，埋積段丘礫層あるいは沖積基底礫層に連続している場合の多いことがわかつた。もつとも，天竜川平野や安倍川平野など，背後山地の隆起や崩壊現象が激しいところでは，その前面に新期扇状地の進みつつあることを否定するものではない。

## VIII. 海外の若干地域における沖積層基底礫層

沖積層基底礫層およびそれに先行する埋積段丘礫層が，Würm 氷期後期の最盛期ないしそれに至る気候悪化期に，当時の気候条件を強く反映して形成されたものであるとする上述の見解が正しいならば，そのような沖積層の基底をなす粗粒堆積層は，独り日本の沖積地のみでなく，世界の中・高緯度地方，さらにはそこに水源をもつ低緯度地方の河谷の沖積層基底にも，それらがみいだされるはずである。このような観点から海外の若干の沖積層資料を検討してみたが，北西ヨーロッパの河川，例えばライン川三角州などにおいては，HAGEMAN（1969）の報告からも明らかなように，沖積層の基底部に砂礫層が認められず，いわゆる基底泥炭層（basal peat）が沖積層基底の不整合面上にのつている。これは，山地からの距離が大きく，河川の勾配が著しく緩慢なため，粗粒な砂礫の運搬が現河口付近まで到達しなかつたためと考えられる。いずれも山地に近接している日本の沖積地においてさえ，関東構造盆地の盆央部を経由して流下するため，河床勾配が緩慢な古利根川下流部の沖積地（東京下町地区）には，沖積層基底礫層の到達がなく，沖積砂・泥層が直接に不整合面上にのつている。このことからみても，平坦地を長い距離にわたつて流下する北西ヨーロッパ河川の下流部に，沖積層基底礫層の発達をみないのは，むしろ当然のことともいえる。

これに対して，オーストラリア，アジアの沖積地では，沖積層の基底部に砂礫層の存在する報告が目につく。上述のわが国の沖積層基底礫層との詳細な対比は今後に譲るとしても，その若干の事例を紹介しておくことにする。

### (1) オーストラリアの1事例

メルボルン港（Station 桟橋南西隅の地点）における試錐調査の結果，第4表に示すごとく，海面下93～101ft（約31～34m）・海底面下78～86ft（約26～29m）にかけて，粗砂層・礫層のあることが認められるが，これらの粗粒堆積層と，それより上位の細粒堆積層との関係について，GILL（1968）は次のように述べている。筆者の考え方に著しく近似しているので，原文のまま示すことにする。

> "The unoxidized and poorly compacted sediments to 93ft. belong to the Flandrian Transgression. The infill a Last Glacial channel, rejuvenation of the stream being indicated by the coase sediments from 93 to 101ft." (p. 108).

第4表 メルボルン港 Station 桟橋南西隅の地質断面

| 深　さ(現海面下) | 地　　　層 |
|---|---|
| 0～ 15 ft. | (海　水) |
| 15～ 68 | 黒色シルト層 (Coode 島シルト) |
| 68～ 79 | 黒色砂層 |
| 79～ 93 | 黒色粘土層 |
| 93～ 98 | 粗砂層 |
| 98～101 | 径 1.5インチに及ぶ礫・小礫層 |

(Melbourne Harbour Trust 資料)

すなわち，−93ft 以浅の軟弱細粒堆積層を，フランドル海進期の堆積層とし，粗粒堆積層を河成堆積にもとずく基底砂礫層としての見解を明らかにしている。ただし，この基底砂礫層が晩氷期の fluctuation に関係するものであるか，あるいは Würm 氷期後期の最盛時に形成されたものであるかについての説明はなされていない。

(2) ガンジス平野の1事例

Overseas Technical Cooperation Agency Japan は，1973に，Jamuna 川（バングラディシュ）架橋計画のために，ガンジス川合流から，その上流約120km 間のジャムナ川沿線において，標準貫入試験をともなう4本の試錐調査を行つたが，それらの成果のすべてにおいて，沖積層の基底面 (GL-50～80m，最下流部の Aricha 地点では GL-97.59m 以深) 上に，厚さ10m 内外の「礫および巨礫層」($Al_1$)，さらに「礫および粗砂層」($Al_{2,3}$) と分類される粗粒堆積層の存在することが記録されている。これらの粗粒堆積層より上位の沖積層が，砂・シルトなどの細粒堆積層からなることからみても，$Al_1$～$Al_{2,3}$ 層が沖積層基底礫層に相当することが予想されるが，とくに Sirajganj 地点の試錐では，$Al_1$ 層の下底 (GL-約80 m) から約30m 下位の洪積中からえた木片の $^{14}C$ 年代値が，27,000年 B.P. であることからみて，時期的にも，$Al_1$ 層が沖積層基底礫層である可能性が強いといえる。

ガスジス平野の沖積層基底礫層と思われる上述の粗粒堆積層は，試錐成果からみて，現地形との相対的関係において現海面より90m 以上低位にあつたと推定される海水準に対応して形成されたものと考えられるが，そのような低位海水準期すなわち氷期のヒマラヤ山脈における岩屑生産量の増大と，この粗粒堆積層の発達とは無関係でないように思われる。しかし，そのことについての確実な証拠の把握，さらにはヒマラヤ山脈周辺からアジア内陸地域にかけての大規模な扇状地地形の発達との関係などについての検討は，今後の研究にまたなければならない。

## IX. 沖積層基底礫層の堆積時における海水準

沖積層基底礫層が，Würm 氷期後期の最盛時における低位海水準に対応して形成された河成堆積層であることは，これまでの記述によつてほぼ確実になつたと思われるが，しかしそれにもかかわらず，各地の臨海部にみる沖積層基底礫層の上面の最深数値に，かなり大きなバラツキのあることが注目される。すなわち，第5表にも示すごとく，最も浅い岡山県高梁川河口部の−14m に対して，山陰側の古籏川（島根県）のそれは−75m であり，5倍にも及ぶ数値の開きがあるため，沖積層基底礫層の同一時期の海水準に対応して発達したものではないのではないか，の疑問をもたれたこともある。しかしそのような数値のバラツキは，次に述べるような理由によつて生まれたデータ上の差異であり，実際には，各地の沖積層基底礫層がほぼ一定の海水準に対応して形成された河成堆積層であることが，後述する作業によつて証明されるのである。

なお，第5表で沖積層基底礫層の上面深度を用いたのは，基底礫層の直下に他の時期の礫層がある場

第5表　日本各地の沖積層基底礫層面の既知最深度と埋積谷旧河口―試錐点間距離

| 番号 | 地域名 | a | b | c | 沖積層基底礫層面の深さ判定の根拠ないし参考とした資料 |
|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 富山平野（放生津） | 77 m | 3.5 km. | 4 km. | 藤井昭二・坂本清次(1961)：富山県射水平野の第四紀の地下地質．第四紀研究，2巻1号． |
| 2 | 古簸川沖積地 | 75 | 12 | 19 | 井関弘太郎（1965a）：島根半島付近に認める沖積世初期海水準，地理学評論，29巻7号， |
| 3 | 相模川沖積地 | 72 | 10 | 12 | 貝塚爽平・森山昭雄(1969)：相模川／沖積低地の地形と沖積層．地理学評論，42巻2号． |
| 4 | 天竜川沖積地 | 68 | 4.5 | 5 | 井関弘太郎（1956b）：日本周辺の陸棚と沖積統基底面との関係について．名大文学部研究論集，14号． |
| 5 | 那珂川沖積地 | 65 | 20 | 25 | 坂本 享・野間泰二（1969）：那珂川下流（茨城県中部）における沖積層基底の埋積谷．地質調査所月報，20巻10号． |
| 6 | 川崎・木更津間（東京湾） | 63 | 33 | 34 | 成瀬 洋(1969)：東京湾臨海地域の"沖積層"．日本地質学会資料集．（横浜第二港湾建設局資料） |
| 7 | 多摩川沖積地 | 55 | 36 | 37 | 松田磐余(1973)：多摩川低地の沖積層と埋没地形．地理学評論，46巻5号． |
| 8 | 夏井川沖積地 | 55 | 12 | 24 | 武藤 章（1968）：福島県いわき市沖積層の堆積機構に関する研究．東北大地質学古生物教室研究邦文報告，65号． |
| 9 | 福井平野 | 55 | 15 | 18 | 市瀬由自(1968)：福井平野の地形．法政大学文学部紀要，13号． |
| 10 | 木曾川沖積地 | 50 | 65 | 97 | 名古屋港管理組合(1961)：名古屋港の地盤． |
| 11 | 十勝川沖積地 | 45 | 30 | 35 | 鳥居栄一郎(1966)：十勝川下流の段丘地形と埋積谷について。地理学評論，39巻9号． |
| 12 | 鳥取平野 | 45 | 17 | 20 | 赤木三郎(1972)：鳥取平野の形成過程。地質学論集，7号． |
| 13 | 矢作川沖積地 | 40 | 63 | 65 | 森山昭雄・小沢 恵（1972）：矢作川下流域の沖積平野の地形と沖積層について．第四紀研究，11巻4号． |
| 14 | 宇部沖（厚東川河口．SSE約12km） | 36 | 106 | 189 | 松本繁樹(1961)：宇部市周辺海域の沖積統下底面の地形．地理学評論，34巻11号． |
| 15 | 大阪平野（大阪港） | 35 | 137 | 139 | 井関(1956b)：前掲書，<br>藤田・前田(1966)：大阪湾の"沖積層"とその基底（大阪湾の"沖積層"）．第四紀研究，8巻3号． |
| 16 | 広島平野 | 32 | 121 | 214 | 桑代 勲(1958)：瀬戸内海の沖積平野．地理学評論，31巻3号． |
| 17 | 西条平野（加茂川河口部） | 27 | 154 | 237 | 市瀬由自(1952)：西条平野の地下水(第1報)．資源研彙報，27号． |
| 18 | 錦海湾（岡山県） | 27 | 186 | 187 | 運輸技術研究所港湾土質部・第三港湾建設局(1957)：錦海湾締切堤防工事調査報告書（1報）． |
| 19 | 岡山平野（旭川河口部） | 20 | 201 | 203 | 井関弘太郎(1956)：前掲書．児島湾干拓工事事務所資料その他． |
| 20 | 福岡平野（那珂川河口部） | 16 | 81 | 194 | 各種試錐資料から井関が判定 |
| 21 | 高梁川沖積地 | 14 | 210 | 293 | 岡山県水島開発事務所(1960)：水島港A地区沖地質調査報告書．三菱石油地質断面図． |

(注）番号は，第3図，第4図のドット番号と同じ．
a：沖積層基底礫層面の深さ（海面基準）　b：－100mとした場合の，旧海岸線～試錐点距離（$D_1$）　c：－140mとした場合の，旧海岸線～試錐点距離（$D_2$）

合，試錐資料にその間の不整合面の記述を欠くことが少くないので，沖積層基底礫層の下面を正確に知りえないことが往々にある一方，同層の層厚がほぼ10～20m内外の共通性をもつことから，同層の上面を用いても，地域間の相対的な深さの関係を示すうえに支障がないものと判断したからである。

(1) **海水準推定の方法：(a) 最低位海水準の仮定**

現在われわれが使用している沖積層の試錐資料は，その大部分が現在の沖積平野面上から実施されたものであり，極く少数のものが埋立地の護岸あるいは防潮堤・防波堤等の建設に際して，現在の沖積平野の海岸線からせいぜい数 km 以内の沖合海底において実施されたものである。換言すれば，氷期の低位海水準に対応して海方へ延長していた埋積谷の旧河口位置からみて，数km あるいは数10km 以上の上流にあたる地点において試錐がなされたことになる。したがつて試錐調査によつて得られている埋積谷底（本稿では沖積層基底礫層の上面）の深さは，埋積谷の旧河口のレベルに比較してかなり高い位置に求められたものであることは改めていうまでもない。しかもそれぞれの埋積谷において，谷底面の最深値を得た試錐が，それらの旧河口から一定距離の上流地点において実施されたわけではないため，既知の最深値だけをとつてもそのバラツキは大きく，GL（≒海面）－10m 代から－70m 余に及ぶことが示すように，そのままではほとんど当時の海水準を求める手がかりにはならない。

言い換えれば，今日，各地の試錐で得られている埋積谷谷底面の深度は，旧河口位置から不定の距離の上流地点における値であり，それぞれの地点における埋積谷底面は，当時（低位海水準期）の侵食基準面に比較して，埋積谷形成後における地盤変動を考慮しないならば，旧河口から試錐地点までの距離に，その間の平均勾配を乗じた値だけ高位にあるといえる。

したがつて，埋積谷の旧河口位置がわかり，かつ旧河口から試錐地点までの埋積谷の平均縦断面勾配が判明すれば，埋積谷底面深度から当時の海水準を求めることができるが，しかし実際には，埋積谷の河口位置を直接に求めることは，Sunda 陸棚における Sunda 河谷などのような著しく精度の高い調査を除けば，困難であり，むしろ当時の低位海水準が別の方法によつて推定され，その結果として河口位置を想定するのが普通である。このような理由から，極めて間接的になるが，予め幾つかの低位海水準を想定し，そのうちのいずれの海水準を選択することが，試錐調査等から復元された埋積谷の地形形成にとつて妥当であるかを判断し，あわせて旧河口位置を推定する方法をとらざるを得ない。

最終氷期最盛時の低位海水準については，当時の陸氷量から計算された推定値があるが，その大きな傾向は，現海面下100m 内外にあつたとするものと，－130～－140m にあつたとするものの二つがある。

前者は，FLINT が1953年の彼の著書に示している－102m に代表されるが，しかし彼は1969年の国際第四紀研究連合第Ⅷ回会議（パリ）の一般講演において，「氷期」注)5 の最低位海水準を－132m と計算しており，その根拠となつた過去の陸氷量，とくにその厚さを，1953年のそれに比較してかなり大きく修正している。もつとも彼は，glacial eustasy による海水厚の減少にともなう海底の isostatic な上昇量を，海面低下量の約 1/3 とみなしているので，地形との関係でみられる海水準の低下量は，彼のいう「氷期」においても－95m であつた。このような－90～－105m 内外の低位海水準は，上述の Sunda 川が KUENEN (1950) により，また北海底に追跡されるライン川およびエルベ川の沈水河谷の河口が LEWIS (1935) により，それぞれ－90m 内外の海水準を基準にして発達したといわれていることと調和する。これらの点から，本稿においても最終氷期最盛時の低位海水準の一つの仮定値として，－100m を採用することにした。

これに対して後者の数値は，上述の FLINT の計算値－132m をはじめ，DONN ら (1962) の－137～－159m など，陸氷量の計算に基づくものもあるが，むしろ沖積層下底面の地学的調査の結果からもたらされた推定値が多い。その代表的なものとしては，ミシシッピー川三角州を調査した FISK と MCFARLAN (1955) による－136m，また CURRAY ら (1961) によつて求められた late-Wisconsin 氷期の－120～－125m(－124m に代表)および，early-Wisconsin の－145m などがあげられる。これらの値は，

有明海研究グループ（1965）が，有明海に分布する深さ約130m の海釜を，主 Würm 期の最低位海面期における海食面としていること，あるいは湊　正雄（1966）が，約2～1.8万年前に船底型石器をもつ文化が本州北部から北海道にかけて分布していることから，当時，津軽海峡の最大水深－140m も陸化しており，陸橋状をなしていたと推定していることとも大きく矛盾しない。このような点から，本稿における もう一つの最終氷期最盛時の低位水準の仮定値として，－140m を採用することにした。

**(2)　海水準推定の方法：(b) 試錐地点と試錐成果の関係**

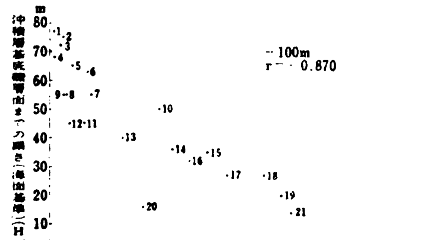
－100m と－140m の二つの仮定海水準時における海岸線は，海図から求められるそれぞれの等深線をそれにあてることとした。したがつて埋積谷の河口位置は，現在の沖積平野部分で求められた埋積谷底を，現海底面の最深線に沿つて延長し，これと上記の等深線との交点のそれぞれを，それ（旧河口）に仮定した。もつとも，海峡部などに形成された海釜の部分などには，局地的に100m を越す水深の個所も存在するが，上記の作業に際しては，海釜の底質が岩石（R記号）で囲まれている限り，一応考慮外におくこととした。その典型は，伊勢湾口の伊良湖水道にみることができ，木曾川の埋積谷は，この水道（－114 m）部より外方へ延長していたことはほぼ明らかである。

これらの仮定は，低位海水準時以降に地盤の垂直的変動のなかつたことを前提として成立つが，しかし実際には，圧密収縮の人為的加速の影響を除いても，藤井昭二（1966）が整理しているように，最大－3.7 mm/年（越後 $G_1$ 層）に及ぶ地盤変動のあつたことが認められ，地域間の格差も少くない。

したがつて，このような方法によつて旧河口位置を仮定する場合には，上述のような欠陥を伴うが，しかし後で述べるように，それぞれの埋積谷の河口位置（a）から，埋積谷底面の深さを求めた試錐地点（b）までの距離（D）と，同試錐点における埋積谷底面深度（H）（第2図参照）との相関関係（負の相関）を求めることを主な作業目的としているため，埋積谷の縦断面が一様に変位する場合にはほとんど支障にならない。もつともわが国の平野部に認められる地殻運動の拡がりは，半径数10km 以下の規模である場合が多いことからみて，埋積谷河口部と試錐点位置との間の河谷底が，均一に垂直変位する可能性は少いかもしれない。しかしそのような地殻変動の存否ないしは地域差を，埋積地形あるいは海底地形から求めることは，若干の例外を除いては困難であるので，同一水系内における谷底面の垂直的変位の場所的差異についても，一応考慮外において作業を進めることにした。

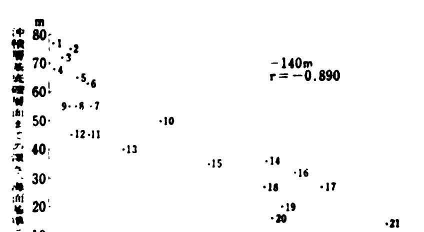
**(3)　海水準推定作業の結果**

上記の作業の結果は，各埋積谷の河床勾配が相互にかなりの差異があるにもかかわらず－100m および－140m のいずれの仮定海水準の場合においても，「旧河口位置から試錐点までの距離」（D）と，「沖積層基底礫層上面までの深さ」（H）との間の関係（負の相関関係）は強く，両者の相関係数（r）は，－100 m に仮定した場合が r＝－0.870，－140m の場合が r＝－0.890となり，とくに－140m に海水準を仮定した場合の方が，一層，相関係数の高まることがわかつた（第3図，第4図）。




（注）ドットわきの数字は第5表の番号に一致する。

第3図　沖積層基底礫層面の深さと，埋積谷旧河口――試錐点間距離との相関関係図
仮定海水準：－100m の場合




第4図　沖積層基底礫層面の深さと，埋積谷旧河口――試錐点間距離との相関関係図
仮定海水準：－140m の場合

−140m に低位水準を仮定した場合に相関係数が高まつた理由の一つは，玄海灘・響灘に注ぐ北九州の埋積河の谷底(沖積層基底礫層上面)深度が浅く，それらが−100m 等深線に旧海岸線を考えるより，−140m にそれを仮定することの方がより調和的であつたためである。

以上のような僅少な相関係数の差違をもつて，ただちに Würm 氷期後期の最低位海水準がいずれの想定海水準に近いかを，云々することは妥当ではないが，少くとも沖積層基底礫層が，−140m ないし−100m の同一時期の低位海水準に対応して形成された河床礫層・扇状地礫層であつたことは承認されるものと思われる。

ただ，放生津(富山県)，天竜川沖積地の場合，試錐点の位置が−100m 等深線まで3.5km および4.5km，−140m 等深線に対しても 4 km・5 km という近接した位置にあるにもかかわらず，沖積層基底礫層の上面までの深度が，前者の場合，77m，後者の場合68m にすぎないことは，沖積層基底礫層の層厚を考慮に入れてもやや浅すぎる（とくに天竜川沖積地の場合）と言わざるをえない。天竜川沖積地の沖積層基底礫層としては，浜北礫層（浜北面構成層）をとつているが，小林国夫（1964）が示唆しているように，同層が後氷期海進の途中における11,000年 B.P. ごろの海面停滞期の形成であるとするならば，それがやや浅すぎる理由も理解される。しかし，その下位の礫層（褐色系の礫層Ⅳ）上面を沖積層の基底とする場合，門村 浩（1971）が指摘しているように，勾配が浜北礫層より緩慢であることからみて，必ずしもそのことを無条件に承認できないこともある。このように，若干の平野のそれについての理由を明らかにするためには，個別的にそれぞれの状況を精査しなければならないが，これらについては次の機会に譲ることにした。

なお，上述のように，Würm 氷期後期の最盛時の海水準が−140m の低位にあつたとするならば，朝鮮海峡・対馬海峡を陸化し，朝鮮半島と九州とは陸橋によつてつながれたことになる。同様なことは，津軽・宗谷および間宮（タタール）海峡についてもいえると考えられる。その結果，日本海は，太平洋から分離されたことになるが，今日，日本海の動物群集が太平洋側のそれと著しく異なつていることが西村三郎（1964）によつて明らかにされているが，このことと，どのように関係しているかについても改めて検討してみるつもりでいる。

## X. 要約（「むすび」にかえて）

以上の述べてきた諸点を要約すると次のようになる。

(1) 沖積層基底礫層は，Würm 氷期後期の最盛時（20,000～18,000年 B.P. ごろ）の低位海水準に対応して形成された埋積河谷の谷底に堆積した河成礫層である。

(2) 沖積層基底礫層が形成されるにさきだつて，立川面（多摩川），田名原面（相模川），越戸面＝岡崎埋没段丘面(矢作川)，鳥居松面(木曽・庄内川)，伊丹礫層面(武庫川等)の埋積河谷底面が形成され，立川礫層等の礫層が堆積した。沖積層基底礫層は，これらの立川礫層相当層を下刻した谷中谷のなかに堆積したものである。しかし，立川礫層相当層（埋積段丘礫層）は，いずれもいわゆる30,000年段丘に示される Würm 氷期中期の亜間氷期（高位海水準期）が終り，亜氷期（低海水準期）への方向を辿る過程の海面停滞期に成されたものでと推定される。

(3) 立川礫層相当層からなる堆積段丘礫層を含めて，沖積層基底礫層は，中部地方において森林限界が海抜1,000m 内外にまで低下した氷期の低温期に，凍結破壊作用によつて生産された膨大な岩屑をもとに形成された可能性が強い。したがつて，直前の Würm 中期の亜間氷期や，直後の晩氷期および後氷期の堆積物に比較して，かなり粗粒できることが一つの特徴ともいえる。

(4) 膨大な岩屑・礫を供給する条件は，日本の沖積世にはほとんどなかつたようである。このこともあつて，木曽川扇状地・手取川扇状地などの大規模な沖積扇状地を形成しているものは，いわゆる沖積層ではなく，ほとんどが沖積層基底礫層の堆積面であることが明らかになつた。

(5) 沖積層基底礫層面の深度は，現在の海岸付近における試錐資料にみる限り不揃いであるが，しか

し，仮定される低位海水準時の旧河口位置からの距離の影響を考慮すると，それらは，ほぼ同一時期の低位海水準に対応して形成された河谷と，そこに堆積した河床礫層扇状地礫層であることがわかる。その場合，少くとも本稿における結果では，低位海水準を－140m に想定した方が，－100m に仮定した場合より，旧河口位置から試錐点までの距離（D）と，沖積層基底礫層深度（H）との相関係数が，若干高まる結果がえられた。

(6) 上述の，諸点からみて，沖積層を Würm 氷期後期の最低位海水準時以降の水成堆積層と規定するならば，沖積層基底礫層の呼称は，その実体と矛盾しないことが明確となつた。

〔後記〕 本稿は，長い期間にわたる研究の一つの整理であり，これに至るまでには多くの人達の協力を得た。とくに最近，ガンジス平野の試錐資料を提供して下さつた大矢雅彦教授（早稲田大学）には，厚く御礼する次第である。

## 注および引用文献

1) 坂部和夫・飯田汲事(1974)：「地球科学」，28巻2号．試料は，高浜市内の碧海層中のアカニシ．
2) 刈谷市教育委員会 (1965)：「衣ケ浦湾の成立」，試料は，大府市北崎の碧海層中のマガキ，海抜－6.5m.
3) CURRAY, J. R. は，この時期，すなわち約29,000年 B.P. から，約18,000年 B.P. に至る海退期を，"Late Wisconsin Regression" と呼称している．CURRAY, J. R. (1965)：The Quaternary of the United States. 723–735.
4) CURRAY, J. R. は，約18,000年 B.P. 以降を，"Holcene Transgression" としている．
5) FLINT が言うところの「氷期」が，いずれの氷期を指すかは，限定していなかつた．

赤木三郎(1972)：鳥取平野の形成過程．歌代編：日本の海岸平野．地質学論集，7，125–135.
有明海研究グループ(1965)：有明・不知火海域の第四系．地団研専報，11.
CURRAY, J. R. (1961)：Late Quaternary sea level; a discussion. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **72**, 1707-1712.
——(1965)：Late Quaternary history, continental of the United States. The Quaternary of the United States, 723–735.
DONN, W. L., FARRAND, W. R. and EWING, M. (1962)：Pleistocene ice volumes and sea-level lowering. *Jour. Geol.*, **70**, 206–214.
FISK, H. M., MCFARLAN, E. M. and EDWARD, Jr. (1955)：Late Quaternary deltaic deposits of the Mississipi River——local sedimentation and basin tectonics. in Poldervaart, Arie (ed.), Crust of the Earth：*Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* **62**, 279–302.
FLINT, R. F. (1953)：Glacial Geology and the Pleistocene Epoch. New York, 432–435.
深井三郎(1960)：飛驒山脈とその周辺地域の地形発達．地理学評論，**33**，247–269.
藤井昭二(1966)："沖積層" と地盤変動．第四紀研究，**5**，103–112.
古川博恭(1972)：濃尾平野の沖積層——濃尾平野の研究．その1——．歌代編：日本の海岸平野，地質学論集，**7**，39–59.
GILL, E. D. (1968)：Quaternary shoreline research in Australia and New Zealand. *Aust. Jour. Sci.*, **31**, 106–110.
HAGEMAN, B. P. (1969)：The western part of the Netherlands during the Holocene. *Geologie en Mijnbouw*, **48**, 373-388.
羽鳥謙三，井口正男，貝塚爽平，成瀬　洋，杉村　新，戸谷　洋(1962)：東京湾周辺における第四紀末期の諸問題．第四紀研究，**2**，69–90.
長谷川和夫，湊　正雄，大矢　暁，柴崎達雄，陶山国男，高橋雄一郎，和田温之(1967)：新潟平野における晩期第四系の年齢．第四紀研究，**6**，79–84.
藤田和夫，前田保夫(1966)：大阪平野北西部（尼崎地域）の沖積層とその基底（大阪湾の沖積層その1）．第四紀研究，**5**，19–28.
藤田佳久(1965)：愛知県衣浦湾の沖積層下底面の地形について．地理学評論，**38**，121–123.
市瀬由自(1968)：福井平野の地形．法政大学文学部紀要，**13**，1–27.
池田俊雄(1964)：東海道における沖積層の研究．東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告，**60**，1–85.

井関弘太郎(1956)：日本周辺の陸棚と沖積統基底面との関係について．名古屋大学文学部研究論集，14，85-102．

門村　浩(1971)：天竜川扇状地の微地形とその形成．矢沢・戸谷・貝塚編：扇状地，67-84．

貝塚爽平(1962)：Würm 氷期における日本植生分布とそれに関連する問題．第四紀研究，2，159-160．

──，森山昭雄(1969)：相模川沖積低地の地形と沖積層．地理学評論，42，85-105．

細野義夫，三浦　静，藤井昭二(1972)：北陸地方の海岸平野の形成．歌代編：日本の海岸平野，地質学論集，7，91-100．

建設省計画局，愛知県，一宮市(1965)：愛知県一宮地区の地盤．都市地盤調査報告書，11，付図2A．

小林国夫(1962)：過去および現在の日本の氷河周辺地域．地球科学，60・61，53-57．

──(1964)：地質，浜松市地質調査報告，1-249．

KUENEN, Ph. H. (1950)：Marine Geology. New York, 482-483.

桑野幸夫(1971)：濃尾平野下の層序．濃尾平野およびその周辺地域の後期洪積世──沖積世に関する諸問題，37-40．

LEWIS, R. G. (1935)：The orography of the North Sea bed. *Geogr. Jour.*, 86, 334-342.

松田磐余(1973)：多摩川低地の沖積層と埋没地形．地理学評論，46，339-356．

松島義章(1974)：神奈川県の地質1．神奈川県立博物館調査研究報告，自然科学，5，1-40および付図．

湊　正雄(1966)：日本列島最後の陸橋．地球科学，85・86，2-11．

森山昭雄，小沢　恵(1972)：矢作川下流域の沖積平野の地形と沖積層について．第四紀研究，11，193-207．

武藤　章(1968)：福島県いわき市沖積層の堆積機構に関する研究．東北大学理学部地質学古生物教室研究邦文報告，65，1-60．

西村三郎(1964)：動物相からみた日本海の起源(I)．地球科学，73，18-27．

岡　義記(1963)：大阪平野北西部の地形発達史．地理学評論，36，309-322．

OLLIER, C. D. (1969)：Weathering. Edinburgh.（松尾新一郎監訳：風化──その理論と実態．ラティス社）．

小貫義雄，三位秀夫，島田昱郎，竹内貞子，石田琢二，斎藤常正(1963)：青森県津軽十三湖地域の沖積層．東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告，58，1-36．

大参義一，浅野清春，岩野見司，安達厚三(1965)：北替地遺跡発掘調査報告，いちのみや考古，6，1-9．

大森博雄，最整由尚(1973)：Würm 氷期中の亜間氷期の高海水準について．地学雑誌，82，189-209．

RUSSELL, R. J. (1951)：ルイジアナ沿岸の現世の地質．米国技術財団波浪研究会議第2回会議報告（土木学会海岸工学委員会訳：海岸工学II），352．

阪口　豊(1964)：越後平野の古地理の問題によせて．第四紀研究，3，284-289．

坂本　亨，野間泰二(1969)：那珂川下流（茨城県中部）における沖積層底の埋積谷．地質調査所月報，20，697-700．

篠島貞雄(1962)：福井県小浜平野の地形．地質と地下水について，I部小浜平野およびその周縁の地形と地質．福井大学学芸学部紀要，II部，自然科学，12，89-102．

式　正英(1962)：伊勢湾北部臨海地帯の微地形．都市地盤調査報告書．1，5-13．

──(1974)：中央日本の山地における洪積世氷期の堆積段丘．第四紀研究，12，203-210．

多田文男，井関弘太郎(1955)：濃尾平野の地形構造と地盤沈下．総理府資源調査会，1-82．

杉生逸夫(1972)：阿武隈川沿岸低地下の泥炭のC─14年代．東北地理，24，74-75．

YATSU, E. (1954)：On the formation of the slope discountinuity at the fan margins. *Misc. Rep. Res. Inst. Natur. Resources*., 36, 57-64.

〔第5表にあげた文献のうち，本文に引用のなかったものは，ここに再録することを省略させていただいた．〕

(1975年9月6日受理)

地学雑誌 84, 5 (1975)

# 「御誕生時化」考

鈴 木 秀 夫*

## "Christmas Storm" known to Christian Fishers in Japan

Hideo SUZUKI*

**Abstract**

A small group of Kirisitan (Christian) has miraculausly survived in Japan despite the severe oppression in Tokugawa Period. While the majority of Japanese used a lunar calendar, only these Kirisitan fishers knew Gregorian Calendar introduced by Portugese missionaries. During the oppression time their christianity has transformed into a polytheistic religion. Even so they have kept and used their calendar untill today for their services with a day's delay from the Gregorian Calendar.

Through this solar calendar, they have experienced that on their Christmas Eve, 23 rd of December, heavy storms often began, followed by calm days on 26th and 27th. These storms are confirmed by Fig. 1 to be the winter monsoon from Siberia and the calm days to be the result of the weakening of the Siberian High (Fig. 2).

A problem arises whether these Kirisitans have discovered this "Christmas Storm" by themselves or they have learnt it from Portugese missionaries four hundred years ago. For it is possible that the Portugese missionaries knew something about the Portugese weather on these days of which equivalent is known in Germany as Wheinachtstauwetter (Christmas Bad Weather).

Such a oversea spread of weather knowledge seems to be possible through a case study on the west coat of South America, where fishers know Viento de San Juan (Wind of St. John) etc which are not supported by the local meteorogical observations. In this case a spread from Spain seems to be probable.

On the other hand, some of Japanese fishers have used a lunar calendar even untill today with several knowledges on luanr singularities such as "8th's Storm" etc. Against my working hypothesis thnat such knowledges reflect local weather differences, the distributions of lunar weather knowledges are almost uniform throughout Japan exept "Daishiko Storm" and "Daishiko Calm" on 23rd of XI Month (Fig. 3 and 4).

This uniformity may indicate that a spreading played more important role in the aquirment of weather knowledges than discovery. Since some similarities in lunar weather knowledges are found in Korea and Taiwan a spread from the mainland of China is possible.

By such considerations a spread of "Christmas Storm" from Portugal still remains a possible guess. Informations from Portugal are most welcomed.

* 東京大学理学部 Faculty of Science, The University of Tokyo

## はじめに

1973年１月26日号のアサヒグラフを見ていて，ひとつの記事が目をとまつた。「かくれキリシタンの里」という，藤沢正実記者のルポルタージュのなかに，「お誕生時化」という言葉があり，「『御誕生待ち』の夜は，ピカピカするような凪が昼まで続いても，夜にはきつと時化になる。帖役になつてこの方，ピタッと当つた」というかくれキリシタンの話があつた。

すぐに連想されるのが，ドイツの「クリスマスの悪天候 Weihnachstauwetter」のことである。

二つの可能性がある。キリシタンだけが太陽暦を使うことによつて，この天気のシンギュラリティーを発見したのであるのか，あるいは，ヨーロッパの知識が宣教師によつて伝えられたものであるのかも知れない。

1974年11月，筆者は長崎県五島に確認に行つた。天気図との照合をしながら，その結果を報告したい。

天気の言い伝えのなかには，その場での事実を伝えるものと，言い伝えが伝播してきたものとがあることはすでに論じたことがある(鈴木1967).「お誕生時化」を考える場合にも，両面からの検討が必要である。このことをめぐつて，筆者が1971年に南アメリカ西岸で採集した資料と，1975年に行つた，旧暦のシンギュラリティーに関する調査とをあわせて提出する。

これらの三つは，たしかに独立したテーマではあるけれども，「お誕生時化」を考えるためのバックグラウンドとして，ゆるい結合を認めていただきたい。

## I. 「御誕生時化」

### 1. 五島のキリシタン

藤沢記者に「お誕生時化」を語つた中村末雄氏（58歳）は，長崎県五島の奈留島の属島，前島の漁師である。長崎からは，福江と奈留で２回船を乗り継いで到達するこの島は，戸数30戸の小島で，全員がキリシタンである。カトリックに戻つていない。

家のたたずまいも，部屋のなかも，ただ，ややさつぱりとした雰囲気を除いては，日本のどこにでもある漁家であつて，予備知識がなければ家に入つてもまつたくキリシタンであることはわからない。

弾圧を避けるために奈留神社の氏子となり，前島にもサクヤヒメノミコトをまつる雷神社をつくり，キリシタン信仰と神道の二つが複合したまま現在に至つている。仏教は入つていない。キリシタンをつづけることができなくなつたら，神道に入ることを決めてあるというが，後継者は必要に応じて現われてくると語つている。島外のキリシタンとの寄り合いも，最近はじまつた。

神道との共存の生活のなかで注目されるのが，キリシタン暦の存在である。日常生活は一般人と同じく太陰暦を用いていたが，キリシタンとしての行事は太陽暦によつて行ないつづけてきたのである。

ちようどわれわれの暦に太陰暦が書き込んであるように，キリシタンは，太陰暦の暦の上に太陽暦を書き込んだ。いまもなお使われている暦を「バスチヤンの日繰り」，あるいは「バスチヤン暦」（片岡，1972）という。

この暦は，天文学にくわしい宣教師によつて1550年頃作られ，1585年ころには，ローマより３年おくれて，グレゴリオ暦への改暦もおこなわれたものであるらしいが（大崎，1973)，前島に伝わる日繰りによれば，一日のずれが生じており，12月23日がクリスマスイブ，すなわち「御誕生待ち」の日である。

この日繰りは帳とも呼ばれ，帳によつて行事をきめる役が帳方で，中村末雄さんが帳方になつてから，10年以上を経過している。

「御誕生」は，「ごたんじよう」と呼び，その時化については「おたんじようしけ」あるいは「たんじようしけ」と呼ぶが，それについて中村さんは，次のように語つた。

「ぽかぽかとおだやかな日が続いたあと，12月20日すぎ，22～23日になると『誕生時化』になり西風が吹く。寒いのがたてまえで，雪も降るのが普通であり，本格的な雪と寒さのはじまりである。26～27日に

なると一日～二日良くなるので漁に出る。そして，正月元旦前後は，また，時化る。ただ，元旦はそれほどでもない。正月４～５日まで天気は悪く，そのあと一時ぽかぽかする。」そして，そのあとは旧暦による知識となり，「旧十二月二十五～六日ころから時化だして，旧正月の五日ころまでしける。冬の真中で，寒さもきびしい」と続く。

「これは，親の代から言い伝えられてきたもので，毎年合うとはいえないが，たいがい合う。２～３日ずれていてもかならずあう」

言い伝えの起原に関しても尋ねてみると，「この宗教がはじまつてから，ひとりでに判つたのだろう」という答えであつた。

五島でもすべての人がキリシタンなのではない。キリシタンだけが太陽暦で生活することによつて，この時化を知つた。この知識は周辺の仏教徒の漁師にも伝わり，「御誕生待ち」は何時ころかと尋ねられたという。

ただ，周辺といつても，すくなくとも現在では，ごく限られているようで，奈留島にもどり，東風泊の漁村で聞いたところでは，「御誕生」のことは知らなかつた。なお，仏教の村である東風泊の人々は「かくれ衆は厳格だ」と言つていた。奈留島でも島の半分くらいは，キリシタンではないかという。

弾圧に耐えぬいて，むかしからのしきたりを守り，独特の世界を作つてきた人々を目の前に見るのは感動的であつたが，一方，「御誕生時化」を教えてくれ，「後継者は必要に応じて現われる」と小さな島のなかで語る中村末雄さんが，水兵として，戦前の蘇州やロス　アンジェルスを見ており，日本の戦勝に不安をいだいていたのを知ることも驚きであつた。

中村さんは，また，東風泊とも共通するいくつかの旧暦の天気の言い伝えも知つていたが，これについては一括してⅢで論ずることにする。

### 2.　天草のカトリック

片岡弥吉 (1972) によると，「バスチヤン暦」を持つのは，外海(そとめ)・五島・長崎系のキリシタンであつて，生月・平戸系のキリシタンはこれを持たず，その有無が両系のキリシタンの性格を異にした要素のひとつであるという。

天草にも「バスチヤン暦」は残らなかつた。そのことの結果であろうか，天草ではカトリックに戻つた人々が多い。「バスチヤン暦」を持たない天草では「御誕生時化」のことは判らないであろうという予想を持つたが，やや意外な結果が得られた。

入江の天主堂が美しい天草の崎津で，「父の３歳の時踏絵があつた」という岩下八平さん (83歳) とその御子息岩下義弘さんから次のことを聞いた。語つてくださつたのは主として義弘さんである。二人ともカトリックで，かくれキリシタンは崎津に３軒残つているが，洗礼をさずける水方がひとりもいなくなつたので，この代でなくなるだろうという。

「新暦12月24日の晩から25日にかけて北西の風で荒れる。24日はくもりだが，25日は青天白日で，沖は風が強い，これを『よか時化』という。教会の行事の時は，カトリックは何十万くれても，漁に出ない。しかし，脳裡は海に走つている。だが，『御誕生』の時は，海は荒れているので，出なくてもよいから，『よか時化』という。」

このことは経験から知つたというが，カトリックに戻る前にも，バスチヤン暦を持つ長崎から「御誕生」の日が伝えられてきていたということであるから，「御誕生時化」も知識として伝わつてきたものである可能性もある。

そのほか，「『悲しみに入る』と呼ばれる４週間（四旬節）の教会暦の間は，北西の風で荒れるが，それが終り，復活祭になると良くなる――悲しみの入りがうんばよか日よりにはならん――」ということを聞いた。「悲しみの入り」は，前島の中村さんも守る行事であるが，天気に関することについては知らなかつた。

**3. 生月のふるキリシタン**

人口12,000人の生月島では，約1万人がかくれキリシタンといわれるが，前述のようにここでも「バスチヤン暦」を持たず，その結果か，著るしく「仏化」(前島の中村さんの表現)が進んで，「納戸神(なんど)」を中心とする複合宗教になつている。

自ら「ふるキリシタン」と呼ぶ，83歳の漁師鈴木幸太郎さんは，「納戸神さま」をまつり，「えびす講」，「大師講」などもやつたが，「お誕生」や「悲しみの入り」は知らず，これらのいずれにも関係する天気の言い伝えも知らなかつた。

生月のカトリックは314名といわれるが，ある生月のカトリックの老人から，「お誕生」と「悲しみの入り」はカトリックの用語で，ふるキリシタンはそれぞれ「おいわい」，「おいり」というと聞いた。

その人の言によると，「戦時中は，納戸神の人がカトリックを迫害した」ほどに生月では変化が進んでいる。

**4. 外海のキリシタン**

このようにしてみると，「御誕生時化」の知識が，「バスチヤン暦」の維持と結びついていることがわかる。そこでこの暦を持つている西彼杵半島の外海(そとめ)が問題になるが，これは長崎純心女子短期大学の片岡弥吉教授が外海に問い合わせてくださり，そこには「お誕生時化」の知識はないことが判つた。

そして，もし，この知識がヨーロッパから来たものであるならば，外海にも残つているはずであるから，これは五島のキリシタンの発見ではないかと片岡教授は語つておられる。

**5. 気象資料による検討**

それが「発見」であるためには，なりよりも，語られた事柄がその場所での事実でなければならない。はじめに，長崎とその周辺の気象資料によつて，このことを検討する。

長崎の気象資料のうち，日別資料の印刷されたものに，「長崎累年気象表」(長崎海洋気象台，1952)がある。(以下気象資料の出所は，原則として，参考文献中に記載する。」

この表のなかで，日別の永年平均が示されているのは，日最高気温・日最低気温・日降水量であり，それをグラフで表現すると，第1図，最上部のようになり，日最高気温の動きのなかで，12月29日の値に特徴があることがわかる。

同様のグラフを，福岡，岡山，東京，ソウル，鬱陵島について作成してみると，第1図の他の各線となり，12月29日前後の低温が一般的であり，それとともに，12月23日前後の低温も一般的な現象であることが判る。

しかしながら，グラフ全体の傾向からみれば，これらの日は，この季節としてはむしろ標準的な値で，反対に26日と27日を頂点とした温暖な日が出現することを示しているといえよう。26日～27日といえば，日本では「年末低気圧」の頻度の大きい日として知られており(日本気象協会，1966)，26日～27日の高温は，「西高東低」の冬型気圧配置がくずれることを示しているに違いない。

第1図には，日降水量のグラフも示してあるが，26日～27日ころ，降水量はピークを示すものが多い。同図の地点は，「西高東低」の時には，地形性降水を生じないような地点をおもに選んであるから，この時の降水量のピークは，「西高東低」がくずれて，低気圧状態になつたことを意味している。

このようにしてみると，中村末雄さんの言う「御誕生時化」は，23日頃の「西高東低」による強風であり，「26～27日になると良くなる」というのは，気圧配置のゆるみであり，「元旦前後はまた時化る」というのは，12月29日と1月3日頃の季節風の吹き出しを指しているに違しない。元旦の気圧のゆるみも，「元旦はそれほどでもない」と表現されている。

時化を示す直接的資料である日別の風については，福岡の値が印刷されているので，次にこれによつて検討を続ける。

福岡の風の資料は，1日のうちに起きた最強風の風向・風速であるが，風向については，西成分を持つ

ていた日の回数を，風速については，風向の如何にかかわらず，5.0m/s 以上になつた日の回数を数えて，第1図の最下部にグラフで示した。縦軸の値は，52年（1890～1941）中の回数である。

予想したように，12月23日を中心とする。西成分を持つ風の極大があり，26日頃の極小を経て，28～29日の極大がある。これと平行して，23日には強風の頻度の極大があり，28日には最大がある。

東成分を持つ風の回数は，予想されるように，このグラフとは逆の変化をしており，25日～27日に極大になり，「西高東低」の気圧配置がこの頃，ゆるむことが確認された。

このように，「御誕生時化」が季節風の吹き出しであることは間違いがないが，ここで問題になるのが天草の「よか時化」である。

クリスマスの大祝日のために，漁を休んで教会に行き，また家にいる時，海は荒れているので安心していられるという「よか時化」は，たしかに，24日のクリスマスイブまでは気象資料と一致する。しかし，25日には，すでに西風は止んで，強風の頻度は極少になつている。「25日は晴天白日」という観察は，西風が止んで，北九州にあつた西風による地形性の雲も晴れることを意味しているのであろう。

「脳裡は海に走つている」というきわめて感覚的な表現は，それが否定的に使われてはいるものの，実際は，そういう状況がおこつたことを，逆に示しているのではないだろうか。

第1図のグラフ上で鋭いピークを示す23日の強風といえでも，52年中34年で，毎年出現するというわけではないから，12月25日にも凪ぎないで強風の吹くことは，もちろんあり，文字通り「よか時化」と思う時は確かにあるはずであるが，選んで時化の少ない25日に「よか時化」という知識があるということが注目される。

これは，天草のキリシタンがカトリックに戻つたことに関係があるのではないだろうか。

すなわち，キリシタン時代は，23日の夜が「御誕生待ちで24日が「御誕生」であつたから，まさに「よか時化」であつた。しかし，カトリックに戻つて，1日づれてしまつたのではないだろうか。「よか時化」は，キリシタン時化の発見であつたのかも知れない。

もつとも，第1図にみられるように，グラフ上の極大・極小の起日は，場所によつて1日前後の差があり，また，グローバな気候変動にともなう経年変化もあり得るから，厳密な議論はむずかしい。

### 6. シベリヤ高気圧の衰勢

「御誕生時化」が，かくれキリシタンの発見であつた可能性

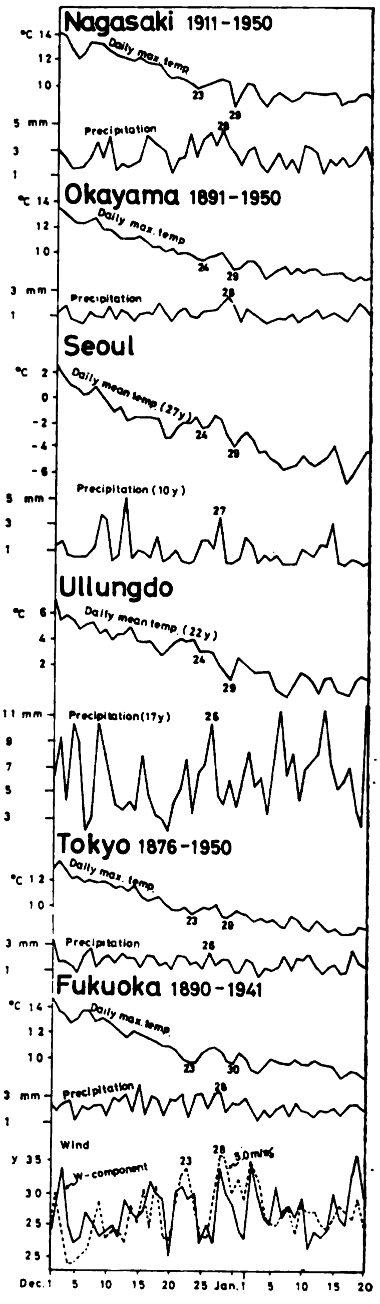



Fig. 1 Singularities around Christmas
(27y＝1931～1950, 1954～1960)
(10y＝1947～1949, 1954～1960)
(22y＝1939～1960)
(17y＝1942～1943, 1946～1960)

が判つたが，ポルトガル宣教師が伝えたという可能性を検討してみよう。

「御誕生時化」は，冬の季節風の吹き出しである。それは，すなわち，シベリヤ高気圧の張り出しであり，その高気圧を通して，ヨーロッパの天候も関わりを持つているかも知れない。

アメリカの気候センターの作成した1899年から1967年までの北半球天気図のマイクロフイルムを入手したので，これによつてシベリヤ高気圧の動向を調べた。ただし，観測網の発達した第2次大戦後に限定し，かつ中国大陸の資料の記入のある年に限定すると，1959年から1967年になるが，1958年も加えて10年について検討することにした。

この統計期間の選定は，かならずしも手許にある資料という消極的な理由だけではなく，西アフリカの干ばつが1968年から始まつたという点で，やや積極的な意味もある。

地上の北半球天気図は，かなり複雑なパターンをもつが，試行錯誤の結果，もつとも単純な方法でシベリヤ高気圧の動きを表現することにした。

すなわち，一枚の北半球天気図で，最高気圧を示した地点と最低気圧を示した地点を，暦日ごとに調べたが，12月22日から30日までの状況を第2図に示す。この期間，北半球最高値とは，多くの場合，シベリヤ高気圧の中心であり，それが28日，29日，30日にはチベット高原の北東に集中しているのに対し，24日，25日，26日には，著るしく分散している。分散とは，シベリヤ高気圧の分裂にほかならない。22日，23日にはふたたび集中がみられる。Flohn (1954) によれば，12月20日～23日頃，全ヨーロッパに高気圧性天候があり，偏東風が吹き，著るしい低温と高い日照率を持つが，12月23日から1月1日にかけて太西洋からの低気圧の侵入があり，いわゆる，「クリスマスの悪天候」になるという。

20日～23日の偏東風が，シベリヤ高気圧でからのものであり，「クリスマスの悪天候」が，このシベリヤ高気圧の分裂に伴うものであることに疑いがない。28日～29日の顕著な回復は，ドイツ側では，まだ分析されていないということではないだろうか。

これらの日付けは，前節で見た日付けとずれがある。たとえば，日本では年末低気圧は26日～27日に最頻となるが，このときすでに，シベリヤ高気圧は，かなり回復しており，分裂はむしろ24日～25日の方が，はなはだしい。これが，統計年度の違いによるものであるか，あるいは，シベリヤ高気圧と日本付近の年末低気圧の間にはそういうずれがあるものなのであるかの検討を続けることはできるが，ここでは，日本付近の天候がヨーロッパの天候と密接な関係があることを確認しただけで十分であろう。

ところで，ドイツにおける「クリスマスの悪天候」は，かならずしもポルトガルにおける「悪天候」であるとはかぎらない。北半球天気図をみると，ドイツとポルトガルでは，高低気圧の動きにかなり差があるようにみえる。

天気図上でこの違いを検討することも可能であるが，それよりポルトガルにおけるクリスマス前後の天気の言い伝えの有無の方が問題である。

片岡教授の御紹介により，ポルトガル在住中の東京大学史料編集所五野井隆史氏にお願して問い合わせをした。氏は，また，リスボンの気象台に問い合わせてくださつたが，「ポルトガルではクリスマスの天気は非常に寒いものと考えられている」という気象台からの返事で，とくに，言い伝えも観測事実も知られていないようであつた。このことは漁村での知識の存在を否定するものではないが，一つの事実として報告しておき，ポルトガルからの伝来の可能性については，最後にふたたび論ずることにする。

第2図でみられるように，シベリア高気圧の分裂した時には，アラスカや，アリューシャンなどに最高気圧が出現することがあり，半球的な，またおそらく全球的な変動の時であることが判る。

幸い，カリフオルニアに日本航空の小野寺三朗氏が滞在中であつたので，アメリカ西岸におけるこの季節の知識を問い合わせることができた。

同氏に，空港の気象予報官への質問のみならず，漁村での聞き取りもおこなつていただけたが，サンフランシスコ近くのある漁師が，「12月15日から1月15日までの間に天気が悪くなり，3月まで続く」とい

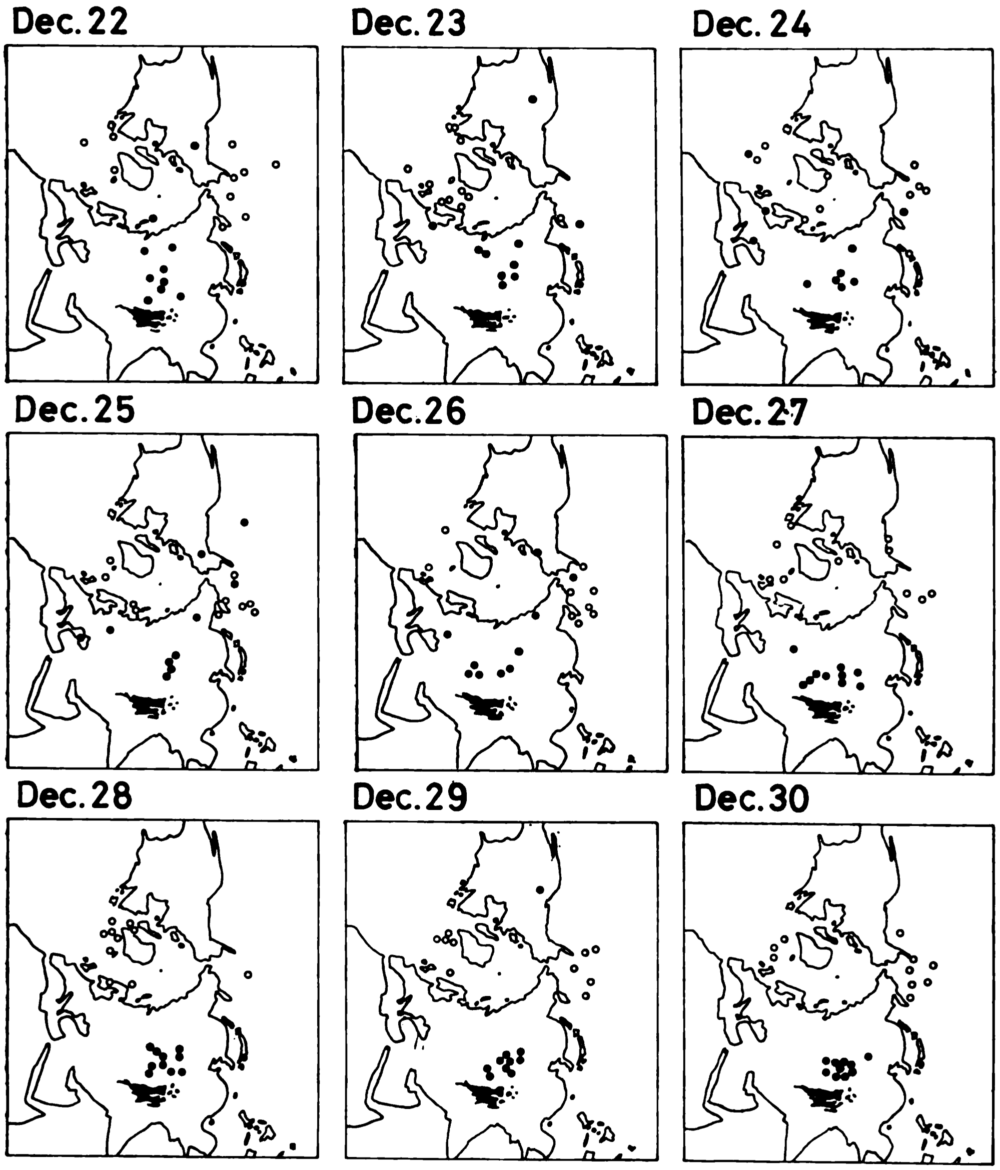



Fig. 2 Weakening of the Siberian High around Christmas (1958～1967)
Black circle: the highest pressure. White circle: the lowest pressure.

うほかはとくに暦日の天気に関した知識は持ち合わせないようであつた。

## II. 南アメリカ西岸の言い伝え

### 1. 「聖ヨハネの風」

1971年8月より11月まで，東京大学南米調査団の一員として，南アメリカ西岸を中心とした気候とその変化の研究をおこなつたが，その時，そこでも漁民の天気の言い伝えを収集しておいた。

コロンビアのブエナ ベントウーラから，チリーのメウインまで，およそ5,000km にわたる海岸の24

の漁村で，主として老人から，ある特定の日にきまつた天候があるかどうかをたずねた。

その結果，いくつかの言い伝えがあることがわかつた。列挙すると次のようになる。カッコ内の数字は，同様の言い伝えを持つ漁村の数であるが，名だけは聞いたことのあるというものや，特定の日付けを持たないものも一緒にしてある。

「6月24日，聖ヨハネの風 Viento de San Juan」(3)，「8月13日，聖ロレンソの風 Viento de San Lorenzo」(3)，「9月14日，捕われたナザレ人 Cautivo Nazareno で雨風」(2)，「6月27日，28日，聖アンドレアスの風 Viento de San Andreas」(1)，「6月29日，聖ペテロの風 Viento de San Pedro」(1)，「8月30日，聖ローザの風 Viento de Santa Rose」(1)，「11月1日，諸聖徒日 Todos los Santos で風が吹く」(1)，以上である。ただ，「〜の風」とはつきり熟語化しているものと，かならずしもそうではないものがある。

まず，カッコのなかの数字に注目したい。「聖ヨハネの風」は，熟語化しており，聖ヨハネの祝日に南風が吹くという言い伝えで，これは，最大の数字を示しているが，3漁村にすぎない。しかも，そのうちの1村ではいつということはないといい，1村では，聞いたことがあるが，あたらないという。

24地点の調査の結果として，これらの数は少なすぎる。肯定的な答えのなかには，かなりはつきりと，祝日の時の天気のようすを語るものがあつたが，全般的にみると，以上の言い伝えはどれも不鮮明な記憶であり，一般に，漁民の天気に関する知識は，日本とくらべて貧しかつた。漁業への依存度が低く，また日本とくらべて天候変化のいちぢるしく少ないことが原因であろう。

この付近の天候の概況について，くわしくはすでに報告してあるが（鈴木，1973），安定した南太平洋高気圧の東縁にあつて，ほぼ海岸に平行する冷たい南風が吹きつづけるところが大部分である。

4カ月の筆者の滞在経験からも，日々の天気の変化はいちぢるしく少なく，「特定の日に特定の天気」といつても，そもそもその「特定な天候」などはなく，一年中ほぼ同じ天気が続くように見えるところであるが，それでも実際に漁に出られないほど風の強くなる日があるということであるので，これらの言い伝えが，気象観測の資料と一致するものであるのか検討をおこなつた。

すなわち，リマ（1961年〜1970年），バルパライソ（1960年〜1969年）の10年間の毎日の風速を暦日ごとに平均して，第1図と同様なグラフを作成してみた。しかし，結果は否定的であつた。言い伝えの日々に強風が吹くことは，すくなくともこのような資料の操作の結果には現われてこない。

### 2. スペイン伝来の可能性

スペイン人とインデイオの混血の子孫である，南アメリカ西岸の漁民達が持つこれらの言い伝えは，したがつて，スペインから来たものではないかという可能性が考えられる。

そう考えられるもうひとつの要素は，風や雨の呼び名である。

たとえば，「聖ヨハネの風」は，テンポラルという南風で，船が出られなくなるという。あるいは，「聖ロレンソの風」や「聖ローサの風」は，ベンタロンという南風で，まつくらになつて海が見えなくなるという。

そのほか，風の名前として，テラル，ビラソン，ソカイレ，チュバスコ，スラソなどがあげられ，また，雨の表現としては，リュビア，ゴテロン，アグアセロ，セラソン，ロシオ，ガルアなどがあげられたが，注目すべきことに，われわれの小さな西和辞典にものつているこれらの言葉に関する知識は，きわめてあいまいで，知る人もあり，知らない人もあり，また知つていても使い方に差があつたり，あるいは名は違つても同じものだという意見も多くみられた。

これらの言葉が，気象変化の大きい中緯度のスペインで始まつたことは，まちがいがないであろう。スペインとは，まつたく異なり，一年中冷たい南風が吹き霧は続いても雨の降ることのない，南アメリカ西岸砂漠の漁村に，これらいろいろな表現が断片的に，かつ混乱して知られているということは，その場所の天候とは関係なく，言葉だけが伝わつてきたことを意味している。

このことから，前述の「聖ヨハネの風」などの言い伝えもまた，スペインからの伝来ではないかと思われるのである。

スペインの気象台を僅か数十分だけ訪問する機会があつた時，これらの言い伝えについて尋ねてみたが，知られていなかつた。これも，漁村での存在をかならずしも否定するものではない。

## III. 太陰暦による天気の言い伝え

### 1. 言い伝えの分布

五島の中村末雄さんが年末の「御誕生時化」を説明しつつ，正月に話が及んで行くと，次第にまた旧暦で語つたように，漁民としての中村さんの日常生活は，今もなお旧暦によつている部分が多い。

旧暦の世界にもまた，天気の言い伝えが数多く残つている。1962年には佐渡で，1963年には下北で，九学会連合の調査の折りに，筆者はこの問題を扱い，下北での結論として，あるものは，その場所の天候と一致し，あるものは一致をせず，一致しない言い伝えは，言い伝えだけが，津軽を経由して，どこからか伝わつてきたものに違いないと推論した。

五島での調査の帰りに，九州各地でも旧暦の言い伝えを採集し，ほぼ日本全国に共通する言い伝えの項目が明らかになつたので，全国各地の漁業協同組合長へアンケートを依頼して，言い伝えの分布図を作り，それによつて言い伝えの移動を推測しようと考えた。

言い伝えの項目は次の通りである。カッコ内の数字は，500通の発送に対し，聞いたことがあるという回答のよせられた数である。

「二十三夜は天気が悪い」(59)
「えびす講なぎ」・「えびす講荒れ」(55)
「大師講吹き」・「大師講なぎ」(44)
「八日吹き」(37)
「山の神のあとかくし」(28)
「曾我の涙雨」(23)
「薬師さまは天気が悪い」・「同，良い」(19)
「むきがら節句」(15)
「十二日ヤマセ」(14)
「ひもときの時化」(11)
「嫁聟倒し」(8)
「秀頼公の涙雨」(5)
「泣き節供」(2)

分布図を作成した結果は，意外であつた。柳田国男の「蝸牛考」を思わせるように，九州と東北からの肯定的回答が多いという傾向があつたが，分布それ自身は，日本国内にほぼ均一に存在していた。

下北半島で東西による違いをみせ，それによつて，津軽半島経由の伝来を考えさせた「薬師さまで天気が悪い」も「十二日ヤマセ」も(鈴木，1967)，本州・四国・九州一円に知られていることが判つた。

このことは，すくなくとも上記十数この言い伝えは，本州・四国・九州に広がり終えたか，あるいは，本州ではもっとも辺びなところであつた下北半島に，最後の前線の一つが達した状況を示しているのかも知れない。

そして，注目すべきことは，以上の問いに関して，肯定的な回答があつたのは，屋久島までであつて，その南の南西諸島からは，ひとつもなかつた事実であり，天気の言い伝えには，その場所による発見よりは，むしろ伝播による知識が多く，文化圏とのかかわりで理解すべき現象のようにみえる。

### 2. 大師講吹きとシベリヤ高気圧

個別的な事象について若干論及すると，「大師講」に関しては，「吹き」と「なぎ」の矛盾する言い伝え



Fig. 3 Distribution of lunar weather knowledge, "Daishiko Storm" and "Daishiko Calm" on 23rd XI
Black circle: "storm".
White circle: "calm".
Semi-black circle: "storm and calm".

が存在した。「えびす講」についても，大部分は「なぎ」であるが，4地点だけは，同時に「荒れ」といい，その4点は，親不知，諏訪湖，木曽岬，答志島というように，ちょうど本州の中央で北から南の一列にならぶという奇妙な分布を持つていた。

大師講について，分布図を示してみよう（第3図）。あまり明瞭ではないが，裏日本と表日本に分かれるようにみえる。もしそうであるとすると，それは，西高東低の冬型気圧配置を反映しているのかも知れない。

実は，下北と佐渡の報告では（鈴木，1963，1967）この日の気圧が低いことから，気圧の谷の通過を推定していた。しかしながら，東京の気圧について，第1図に相当する日々の気圧の変化も調べてみると，12月22日と29日に気圧は極少となり，西高東低の気圧配置では，すくなくとも東日本では，西高東低の「低」の範囲に入つて，気圧はむしろ低くなることに気が付いた。

そこで，大師講の時についても北半球天気図で，第2図のような検討をしてみることにした。

ところで，大師講の日付けにも問題があることが判つた。筆者は，佐渡と下北の調査で，大師講とは旧暦十一月二十三日のことと思つていたのが，文化庁の調べによる日本民俗地図をみて，地方によつて異なることを知つたので，再度，肯定的な回答をいただいた漁業組合長あて，日付けのほか，風向などの質問を加えてアンケートをお願いしたが，驚くことに，ほとんどまつたくばらばらの日付けであつた。えびす講は，十月二十日が多かつたが，それでも，それ以外の日付の回答がたくさんあつた。このことは，言い伝えがその場の事実の表現であるよりは，むしろ他所からの伝播であることを物語るといえよう。したがつて，旧暦の特定の日についてあまり精しい天気図的な分析をしても意味がない。ただ参考のため，「二十三夜が天気が悪い」という言い伝えも多いことから，同時に下北と佐渡で「大師講」にあたる十一月二十三日だけについて試みに検討をしてみると，第4図のようになる。

旧暦十一月二十三日は，ちょうど第1図などと同じころになり，それと比較してみると，シベリヤ高気圧の発達する時期に相当するとみることができる。ただ，そうすると，"二十三夜で天気が悪い"という言い伝えの分布に裏日本と表日本の差がないのが事実と一致しなくなる。これも伝播を示唆するものであろう。

旧暦の十一月二十三日が新暦の12月23日あるいは29日と重なるような日，あるいは12月26～27日と重なる日にそれぞれどうなるか，予報上興味深い問題であるが，ここでは立ち入らないでおく。

### 3. 中国伝来の可能性

旧暦の言い伝えが南西諸島を除く日本全土に広がる文化圏の知識であるとすると，それは，より大きい

文化圏とつながりをもついている可能性がある。

東京大学地理学教室に留学中の呉健煥氏に依頼して，生地の鎮海に問い合わせていただいたところ，50台の漁師から，「旧暦三月三日は北風で晴れ」，「四月八日は東寄りの風で雨」，「七月七日は弱い南風で雨」，「九月九日は北風で晴れ」という返事があつた。

面白いことに，この日付けの言いつたえは全部日本にもある。

すなわち，「三月三日は泣き節供で雨(佐渡，秋田，愛媛)」，「四月八日は薬師さまで天気が悪い（各地)」，「七月七日は七夕雨（佐渡の畑野)」，「九月九日は，くんちの北風(五島ほか九州を中心に各地)」である。

これらの日付けは，重陽の節句と釈迦誕生の日であるから，韓国と日本と共通であっても不思議はないが，注目されるのは，「くんちの北風」である。

これは，長崎の有名な「おくんち」の祭りの日であるが，北風というところまで，鎮海と一致している。

鎮海は，九州の対岸であるから，こちら側の知識が伝わつた可能性もないではないが，むしろ，もつと遠くから，朝鮮半島を経て日本に伝来してきたと考える方が，今迄の思考の過程から，自然であろう。

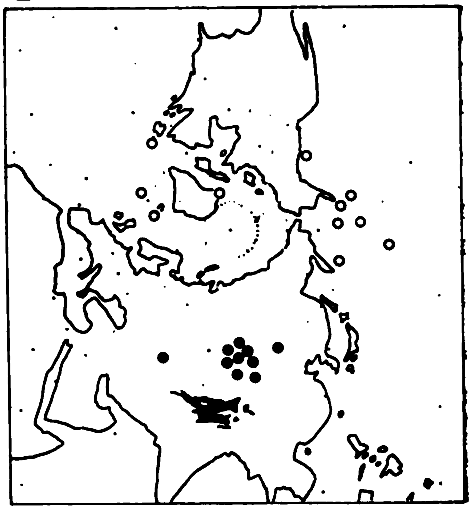



Fig. 4 Establishment of the Siberian High on 23 rd XI by a lunar calendar
Black circle: the highest pressure.
White circle: the lowest pressure.

しかも，韓国の旧暦は中国と同じく，(大韓暦法所究所，1973；薜他，1961)，日本とは一日のずれのあることがあるにもかかわらず(阿部，1962)，西風と違い継続時間の短かい北風を共通して指しているということは，事実の反映よりむしろ，知識の伝播である可能性が大きい。

中国本土には知人を持たないが，台湾の地理学者　黄連指氏に問い合わせたところ，旧暦の天気に関して次のような回答をいただいた。

「正月四日，雨」，「三月十五日，北東の風，雨」，「三月二十三日，天気くずれる」，「九月九日，天気晴朗」，「十月十五日，温暖」，「十二月三十四日，風」

ここにも，九月九日の天気が意識されている。また，二十三日，二十四日の悪天候も日本と共通した知識である。

こうしてみると，旧暦の天気の言い伝えは，中国本土から伝来した可能性が大きい。

## 結　語

「御誕生時化」は，五島のキリシタンが発見したと思いたくなるような資料が，Ⅰでは出ていたが，南アメリカの例と旧暦の例をみると，伝播ということのほうが，一般論としては可能性が高いようにも思えてきたが，いずれの推論でも野外の資料が不十分であつた。

10年ほど前に下北を歩いた時と比較して，伝承は急激に減少している。

天気に関する民間の言い伝えのなかには，気象台の予報と反して，今なお感情的な対立が起る場合もあることを聞いたが，それでもそれほど重要な問題ではないかも知れない。それより，天気の事実と言い伝えの発生，そして，発生した言い伝えが，天気の事実とは無関係にどこまで伝播して行くかという，文化圏の力学の問題の一例としてこの問題は興味がある。

「御誕生時化」の場合，もしポルトガルからの伝播であるとしたならば，たまたま同じ天気があるとこ

ろへ伝わつたわけで，宣教師の語ることの真実さに驚ろいたありさまを想像することもできる。

この問題のために地球をかけめぐるわけには行かないが，機会をとらえて，言い伝えを採集しておかないと失なわれてしまうであろう。海外調査の折りに，若干の時間を割いて，漁村をたずねて，筆者にお教えいただけたらありがたいと思う。どこの国でも，漁民は，このような質問には喜こんで答えてくれ，それを通して，その地に根づいている生活の部分をかいまみることができる。

この報告をまとめるにあたり，片岡弥吉先生からいろいろキリシタンについてお教えいただいたほか，五野井隆史氏，小野寺三朗氏，田中大二氏，呉健煥氏，黄運指氏から調査上の御協力をいただき，各漁業協同組合長からは，貴重な回答をいただいた。

また，長崎海洋気象台，大韓民国中央観象台からは資料の提供を受けた。

さらに，きちんと座つて，手製のカマボコと，ひや酒で歓待してくださつた中村末雄さんほか各地で話を聞かせていただいた方々にも厚く御礼を申し上げたい。

## 参考文献

**論文**

文化庁(1972)：日本民俗地図Ⅲ．国土地理協会．

藤沢正実(1973)：かしれキリシタンの里．アサヒグラフ，1月26日号，17-25，

片岡弥吉(1972)：バスチヤンの日繰り．日本庶民生活史料集成，第18巻（三一書房），995-1000．

大崎正次(1973)：キリシタンと太陽暦．歴史読本，18-14，138-141．

鈴木秀夫(1963)：佐渡の生活環境における気候の要素．人類科学，15集，178-191．

鈴木秀夫(1965)：下北半島における天気の言い伝え．人類科学，17集，2-15．

鈴木秀夫(1967)：旧暦による下北半島の気候誌．下北(平凡社)，49-60．

鈴木秀夫(1973)：南アメリカとくに西岸の気候とその変化．地理学評論，46，1-29．

H. FLOHN (1954) : Witterurg und Klima in Mitteleuropa. Zürich.

**気候資料**

長崎海洋気象台(1952)：長崎累年気象表．

福岡管区気象台(1945)：福岡気象五拾年報．

岡山測候所(1953)：岡山県気象六十年報．

東京管区気象台(1957)：東京都の気候．

日本気象協会(1966)：天気図10年集成．

U. S. Climatic Center (1958～1967) : Synoptic Weather Map——Northern Hemisphere.

**暦**

阿部泰山(1962)：万年暦（京都書院）．

大韓暦法研究所(1973)：大韓民暦．ソウル．

薛　仲三・欧　陽頤(1961)：両千年中西暦対照表．香港．

(1975年7月18日受理)

地学雑誌 84, 5 (1975)

# 道路網の階層化システム

## ――静岡西部地域の例――

土 井 重 彦

# The Ordering System for Road Networks in the Western Part of Shizuoka Prefecture in Central Japan-An Example

Shigehiko DOI

**Abstract**

The purpose of the present paper is to design the ordering system for complex road networks in a region. The system design is based on fundamental spatial patterns of central settlements as traffic generators, and traffic flows. The ordering algorithm in detail is as follows: (1) given road networks; (2) identification of central settlements and construction of the hierarchy; (3) division of given networks into central settlement-road networks; (4) transformation of circuited networks to trees; (5) linkage ordering; (6) superimposition of ordered linkages and output finally ordered road networks in a region.

An application of the system was made for road networks in the western part of Shizuoka Prefecture in Central Japan. And their flow properties on ordered road networks in Aratama area and Fukude area in this region were investigated. As the results, it has become clear that the order was closely conformed with flow properties: that is, compared with low order networks, high order networks have the properties that traffic volume is more, trip-length is longer, speed is higher, essential traffic means are not walk nor bicycle but motor vehicle, and trip-purpose is limited to bussiness and work. This system is applicable to the case of road networks which are bundled centralized flows, and is useful to categorize local and regional road networks which lack flow data.

最近の交通地理学の研究は地域の空間的組織，つまり空間的構造と空間的過程を解明する一側面として進められている。その多くは交通網に関するものであり，とりわけその連結性と結節点の相対的近接性を測定し，評価するといつた網全体および結節点の諸性質の分析に焦点をあてている。しかし，交通網の一方の構成要素である連鎖線の性質に関する分析は上記の２分析と同様に重要であるにもかかわらず，ほとんどなされていない。この分析に基礎を与えるのは，交通網内での連鎖線の相対的重要性を測定，あるいはそれを階層的に分類することであると考える。それによつて連鎖線に関連した一連の分析が計量的に処理可能となろう。

このような階層的分類のシステム化はいくつか試みられている。たとえば，WALLACE (1958)，KIS-

財団法人　日本システム開発研究所

SLING (1969)，アメリカ合衆国交通局 (1969)，建設省 (1972) 等がある。それらはいずれも複雑な交通流のデータと計算を要求しており，実際には非常に困難な問題をともなつているのが常である。ところで，地形学，水文学で用いられている水流次数化システム（榧根，1973）を直接的に応用することによつて，比較的単純に交通網の連鎖線を階層的に分類することが可能となることを示したのが HAGGETT (1967) と RIDDELL (1973) である。それらはいずれも強力な単一の結節点に着目しての分類システムである。しかし，実際の交通網は水系網に比べて，いつそう複雑であり，複数の結節点を持つている。

そこで，本論では水流次数化システムをさらに拡大することによつて，複数の結節点を含んだ地域的道路網の連鎖線を階層的に分類するシステムを提示する。また，このシステムを実証する意味で，階層化された連鎖線と交通流の関係を，静岡西部地域の道路網を例に述べることにする。

## I. 道路網の階層化システム

### 1. 仮定

ある地域において，交通を発生，集中させるのは中心地機能が集積した場所，すなわち中心的集落であるとまず仮定する。この中心的集落の分布は一般的に階層型をとる (CHRISTALLER, 1933)。つまり，それが中心地機能の集積度合によつて，いくつかの階層に区分されるのである。また，中心的集落間の交通流の空間的パターンは一般的に (1) ブロック，(2) 後背地，(3) 階層型の3性質を有している (HAY, 1973)。

地域の道路網体系はこのような交通流の空間的パターンに追随して，それらをたばねて流す施設体系である。当然，それは階層体系をとる。つまり，小中心的集落から中中心的集落への交通に供する道路網上の流れと，大中心的集落へのそれとは自ずと性質を異にしている。この性質が交通量，トリップ長（起終点間の移動距離），交通速度，交通機関，交通目的で規定されるものとすると，下位の道路網ほど，交通量は少く，トリップ長は短く，交通速度はそう要求されなく，徒歩，自転車等が重要な交通機関で，多目的な交通に供しているといえる。逆に，上位の道路網ほど，交通量が多く，トリップ長は長く，交通速度が要求されるため自動車が主要な交通機関となり，限られた目的の交通に供することになる。

このような道路網上の交通流の性質に違いが生ずるのは，とりもなおさず交通発生・集中源としての中心的集落のもつ中心地機能とそのサービスの到達距離，方向の違いによるものである。以下，この点に着目して，仮想的地域における道路網を階層的に分類する手順・システムを示す。その際，使用する基本的概念は近接性と最短経路である。

### 2. 手順

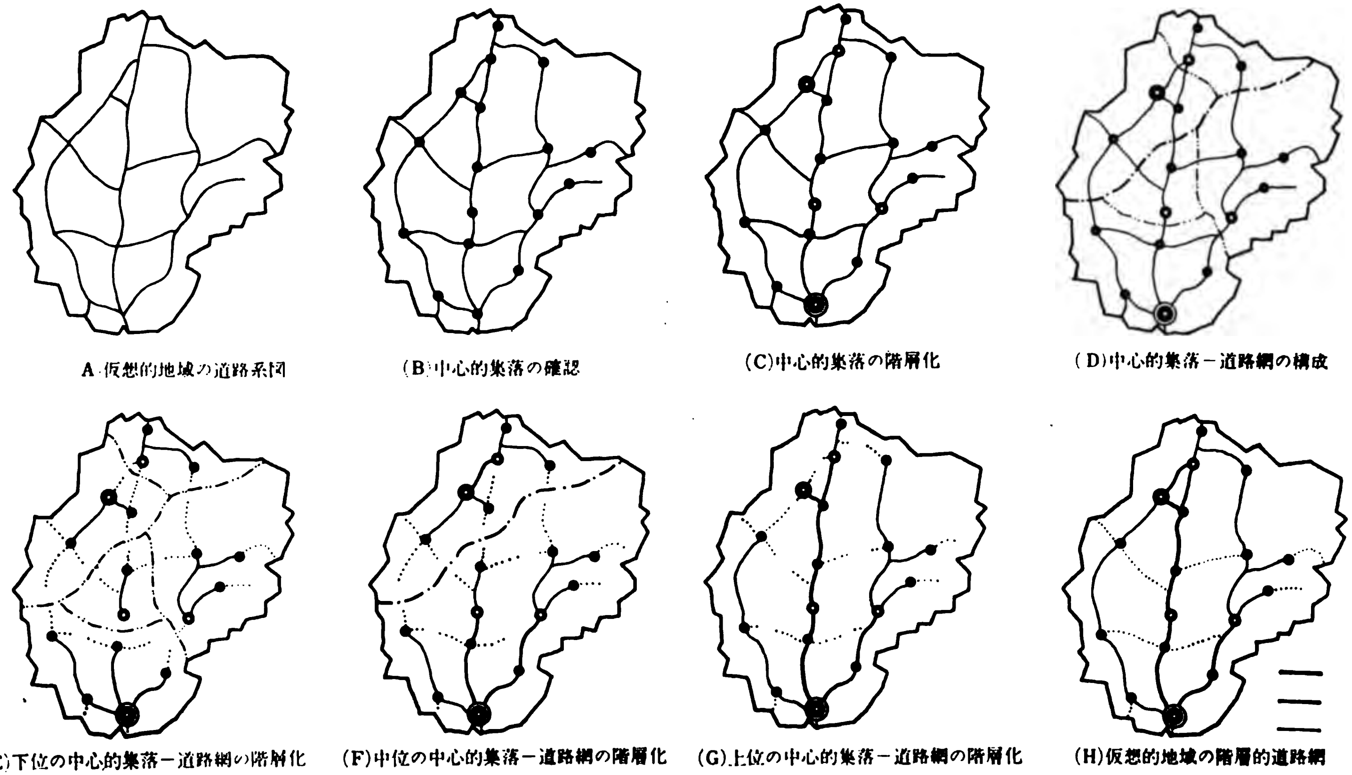
1) 中心的集落の確認とその階層化

まず，分類しようとする道路網を与える。ついで，その道路網上に中心的集落を見付け，それを類型化し，階層的に分類するのである。この中心的集落の確認とその階層化の便宜的方法にはいろいろある。たとえば，人口規模，交通の起終点における発生，吸収量によるもの等である。

第1図に示すような仮想的地域において，与えられた道路網上に，上記のいずれかの方法を用いて，17の中心的集落が確認されたとする。また，それらは1つの上位中心，1つの中位中心，3つの下位中心，12の最下位水心に階層区分されるものとしよう（第1図 A, B, C)。

2) 中心的集落―道路網の構成

つぎの手順は与えられた道路網を，各中心的集落の機能が影響を及ぼす道路網に分割することである。これを中心的集落―道路網という。これを設定するために用いる概念は近接性である。そうすると，中心的集落―道路網はつぎのように定義づけられる。ある中心的集落 $P_1$ が他の $P_2$, $P_3$,$\cdots$Pn より近接しやすい道路網の部分を $P_1$ の中心的集落―道路網とする。この中心的集落―道路網は中心的集落の階層に対応して，階層型を構成する。




凡例
● 中心的集落　● 最下位中心　◉ 下位中心　● 中位中心　◉ 上位中心
——— 道路網　……第1階層の道路網　———第2階層の道路網　———第3階層の道路網　———第4階層の道路網
—‥— 下位の中心的集落－道路網の境界　━・━ 中位の中心的集落－道路網の境界　仮想的地域の境界

**第1図　道路網の階層化手順（仮想的地域の例）**

この近接性は距離，時間，費用等で測定することができる。また，中心的集落への近接は人間の行動に関するものであるから，中心的集落—道路網を，逆に中心的集落の機能のサービス圏域あるいは領域であるとして設定することも可能である。

この仮想的地域では，中心的集落—道路網を上記のいずれかの方法で設定してみると，1つの上位の中心的集落—道路網，2つの中位のそれ，5つの下位のそれ，17の最下位のそれに分割され，階層型を構成することになる(第1図D)。

3)　道路網の樹状構造化

一般的に，中心的集落—道路網は回路を含んだ構造，つまり回路化網である。そこで，つぎの手順は分割された中心的集落—道路網を樹状網の構造に変化することである。

ある階層の中心的集落—道路網において，任意の地点から中心的集落へ向う経路はいくつか考えられる。そこで，中心的集落から代替的経路上に近接性が等しくなる地点，分岐点をまず確認する。この地点を確認することによつて，考えられた中心的集落への最短経路を形成する樹状構造に回路化構造を交換することができる。

このような交換を，仮想的地域の全ての中心的集落—道路網についておこなう。

4)　道路網の階層化

つぎに，樹状構造に交換された道路網の連鎖線を階層化する。つまり，各連鎖線をその性質で分類し，次数化するのである。この場合，つぎのような前提を与えておこう。連鎖線の階層の変換点，すなわち個々の道路網上の交通流の性質が変わる地点を中心的集落であるとし，階層的に上位の中心的集落を通過するにしたがつて1階層づつあげることにする。

たとえば，仮想的地域における下位の中心的集落—道路網を階層化してみよう。この場合，樹状構造化した道路網の末端から下位中心へ向う道路網上に最下位中心が存在すると，最下位中心までを第1階層の連鎖線とし，そこから下位中心までのそれを第2階層とする。このような階層化を下位，中位，上位の全ての中心的集落—道路網についておこなう。それぞれの結果を示したのが第1図E～Gである。

最後に，これらを総合化して，最終的に各連鎖線の階層を決定するのである。総合化する方法は各階層ごとの中心的集落—道路網の階層化の結果を重ね合せ，ある連鎖線の階層が異つている場合には高次の階層を採用することにする。

この仮想的地域での最終的な道路網の階層化の結果は第1図Hとなる。ここでは4階層に道路網の連鎖線を分類することができる。すなわち，第1階層は下位中心，第2階層は最下位中心，第3階層は中位中心，第4階層は上位中心のサービスを享受するためにたばねた交通を流す道路網である。

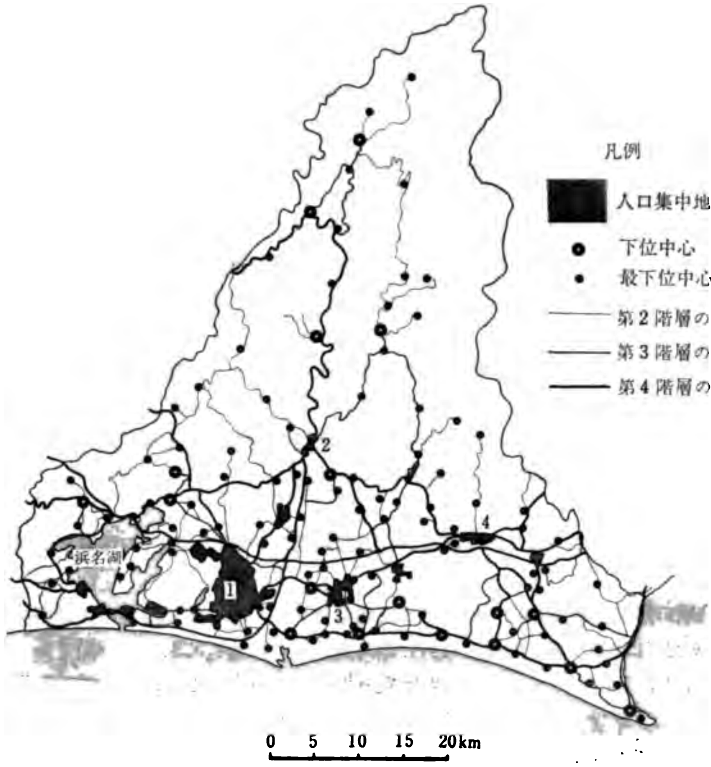
以上の手順によつて，道路網の連鎖線をその交通流の性質で，階層的に分類あるいは相対的重要性を分析的に測定することができる。しかし，このシステムは地域的道路網上の交通流を閉システムであると仮定した上でのものである。実際には，地域を通過したり，他地域との交通もあるため，それを開システムとして取り扱わなければならぬであろう。そこで，この手順で出力された結果は経験的に修正を加える必要がある。

## II.　静岡西部地域の道路網の階層化とその交通流特性

### 1.　道路網の階層化

本節では，前章の手順にしたがつて，静岡西部地域の道路網を階層的に分類してみる。特に，静岡西部地域を選んだのは，それが日本列島の中央部に位置し，極めて標準的な交通流パターンを示していると考えたからに他ならない。そこで，まずこの地域の全道路網を与える。ついで，この道路網上の中心的集落の確認と，その階層化であるが，ここでは「静岡西部地方生活圏整備計画調査」(建設省，昭和44年)にもとずいて，つぎのような4階層の中心的集落を設定することにする。

上位中心：浜松市の人口集中地区，




1 浜松　2 天竜　3 磐田　4 掛川

第2図　静岡西部地域の階層的道路網

中位中心：天竜，磐田，掛川の各市の人口集中地区

下位中心：湖西，浜北，袋井，佐久間，浜岡，水窪，竜山，春野，森，豊岡，相良，御前崎，小笠，城東，大須賀，浅羽，福田，竜洋，豊田，引佐，三ケ日，細江，可美，雄踏，舞坂，新居の各市町村の人口集中地区または中心集落，

最下位中心：129の最下位領域の中心的集落，

つぎに，中心的集落—道路網の構成であるが，ここではやはり前述の調査で設定されている各中心の領域をそのまま採用することにする。そうすると，この地域の道路網を，1つの上位の中心的集落—道路網，4つの中位のそれ，31の下位のそれ，160の最下位のそれに分割することができる。

このような各々の中心的集落—道路網を樹状構造に変換するのがつぎの手順である。ただし，この場合，近接性の測定には道路距離を用いることにする。そして，最下位中心を第2階層，下位中心を第3階層，中位中心を第階層の道路網への変換点として，樹状構造化した全ての中心的集落—道路網の階層化をおこなう。

この結果を重ね合せて，最終的なこの地域の道路網を階層的に分類したのが第2図である。ただし，この図は通過交通，およびこの地域の上位中心と隣接諸地域の上位中心間の交通に供する道路網はすべて第4階層のそれとして組み入れて，修正したものである。

2．交通流の調査とデータ

本節では，前節で階層的に分類した道路網上を流れる交通の性質について調査した結果を示めす。この地域の道路交通流に関する唯一の統計的資料は静岡県一般交通調査統計（昭和46年）である。この資料からは行政分類上の県道以上の道路網の交通量，とりわけ自動車交通量のみしか取り出すことができない。そこで，他のデータを得るために調査を実施した。

この調査は，住民の1日の行動と道路利用状況を把握することを目的として，この地域の浜北市新玉（あらたま）地区と福田町を選定して実施したものである。前者は最下位中心の領域，後者は下位中心の領域を対象とした。しかし，それはいずれも完全に領域全域にわたるものでなく，著しく自然的条件の制約を受けていると考えられる区域については調査対象からはずした。また，前者の調査実施日は昭和48年12月11日(火)，後者のそれは昭和49年2月20日（水）である。そして，それぞれの領域において，世帯の25%を標本として調査した。

この調査から得られたデータは第1表〜第3表である。それはトリップ数，交通機関，交通目的を道路網の階層別に示したものである。ただし，ここでのトリップとは人トリップをいい，人1人が自宅一目的地間の往復を以て1トリップとする。また，トリップ長，交通速度および通過交通流ならびに他領域からの流入交通流に関するデータはこの調査からは得られなかつた。

### 3. 相関性に評価

前節までの結果をもとに，ここではこの地域における階層別道路網の交通流の性質を比較してみることにする。

まず，この地域全域の階層別道路網の平均自動車交通量をみると，第4階層の道路網は4,130台/12時間，第3階層は2,956台/12時間，第2階層1,711台/12時間，第1階層1,323台/12時間である。これは明白に道路網の階層が順次下がるにしたがつて，自動車交通量が少なくなることを示している。

また，調査対象領域の道路網について，平均トリップ数で，その交通量をみると，新玉地区では，第4階層のそれは88.9トリップ数/日，第2階層149.1トリップ数/日，第1階層15.1トリップ数/日である（第1表）。ただし，第3階層のそれが不明なのは，この地区にこれに該当する道路網が存在していないためである。また，第4階層のトリップ数が第2階層のそれよりかなり少ないのは通過および流入トリップが除外されているためであると考えられる。福田町のそれは，第4階層188.8トリップ数/日，第3階層164.4トリップ数/日，第2階層90.3トリップ数/日，第1階層64.3トリップ数/日とやはり道路網の階層が下がるにしたがつてトリップ数が少なくなつている(第1表)。これらのことから，階層が上位の道路網ほど交通量が多く，下位の道路網ほどそれが少ないといえる。

つぎに，階層別道路網において，何にが主要な交通機関であるかをみる。ここでは，交通機関別にトリップ数一道路延長指標（$\sum_{i=1}^{n} Ti \cdot Li$；Ti：i 区間の平均トリップ数，Li：i 区間の道路延長）の道路網の階層別構成比を比較することによつて，それを相対的に把握する。

さて，新玉地区についてみると，通過トリップに供すると考えられる第4階層の道路網は除外するとして，第2階層のそれはバス(74.5%)，自動車(40.6%)，第1階層はオートバイ(66.0%)，自転車(64.6%)，徒歩(58.0%)といつた交通機関が主体となつている(第2表A)。そして，第2階層と第1階層の道路網間には明白な主体的交通機関の相違がみられる。福田町の場合，第4階層の道路ではバス(26.7%)，自動車(25.8%)，第3階層ではバス(57.2%)，自動車(22.1%)，第2階層では自転車(21.2%)，徒歩(20.9%)，オートバイ(20.3%)，第1階層では徒歩(69.2%)，自転車(62.4%)，オートバイ(60.0%)が主体的交通機関となつている(第2表B)。第4階層と第3階層，および第2階層と第1階層間には明白な交通機関の差はみうけられないが，第3階層と第2階層間には歴然たる差がみられる。

この2地区の考察から，階層的に上位の道路網の交通に供する主体的交通機関は自動車，バスであり，下位のそれは徒歩，自転車である。また，この違いは交通速度に係るものであるから，当然上位の道路網ほど交通速度が速く，下位のそれは遅いといえる。

第１表　階層別道路網の交通量

| 調査地区 / 道路網の階層 | 静岡西部地域 | | 亀玉地区 | | 福田町 | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | 道路延長 (km) | 平均自動車交通量 (台/12時間) | 道路延長 (m) | 平均トリップ数 (トリップ数/日) | 道路延長 (m) | 平均トリップ数 (トリップ数/日) |
| 第４階層 | 409.2 | 4,130 | 2,670 | 88.9 | 3,320 | 188.8 |
| 第３階層 | 217.9 | 2,956 | — | — | 4,170 | 164.4 |
| 第２階層 | 486.3 | 1,711 | 5,720 | 149.1 | 6,940 | 90.3 |
| 第１階層 | 13,052.1 | 1,323 | 84,870 | 15.2 | 70,370 | 64.0 |
| 計 | 14,165.5 | — | 93,260 | — | 84,800 | — |

第２表　階層別道路網の交通機関

(A)　亀玉地区

| 交通機関 / 道路網の階層 | 徒歩 | 自転車 | オートバイ | 自動車 | バス | 計 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 第４階層 | 57,138 ( 13.2) | 33,108 ( 7.3) | 24,030 ( 8.2) | 118,815 ( 10.9) | 4,272 ( 3.9) | 237,363 ( 10.0) |
| 第３階層 | — (—) | — (—) | — (—) | — (—) | — (—) | — (—) |
| 第２階層 | 124,696 ( 28.8) | 126,984 ( 28.1) | 76,079 ( 25.8) | 442,728 ( 40.6) | 82,368 ( 74.5) | 852,852 ( 35.8) |
| 第１階層 | 251,064 ( 58.0) | 292,594 ( 64.6) | 194,672 ( 66.0) | 528,129 ( 48.5) | 23,817 ( 21.6) | 1290,276 ( 54.2) |
| 計 | 432,898 (100.0) | 452,686 (100.0) | 294,778 (100.0) | 1,089,672 (100.0) | 110,457 (100.0) | 2,380,491 (100.0) |

単位：トリップ数・m
(　)：%

(B)　福田町

| 交通機関 / 道路網の階層 | 徒歩 | 自転車 | オートバイ | 自動車 | バス | 計 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 第４階層 | 41,168 ( 5.6) | 47,476 ( 8.5) | 17,928 ( 10.5) | 404,708 ( 25.8) | 115,536 ( 26.7) | 623,816 ( 18.1) |
| 第３階層 | 31,275 ( 4.3) | 44,202 ( 7.9) | 15,846 ( 9.2) | 346,944 ( 22.1) | 247,281 ( 57.2) | 685,548 ( 19.8) |
| 第２階層 | 152,680 ( 20.9) | 117,980 ( 21.2) | 34,700 ( 20.3) | 292,868 ( 18.7) | 28,454 ( 6.6) | 626,682 ( 18.1) |
| 第１階層 | 504,788 ( 69.2) | 347,876 ( 62.4) | 102,204 ( 60.0) | 522,392 ( 33.4) | 41,216 ( 9.5) | 1,518,476 ( 44.0) |
| 計 | 729,911 (100.0) | 557,534 (100.0) | 170,678 (100.0) | 1,566,912 (100.0) | 432,487 (100.0) | 3,457,522 (100.0) |

単位：トリップ数・m
(　)：%

第3表 階層別道路網の交通目的

(A) 亀玉地区

| 交通目的 / 道路網の階層 | 通学 | 通勤 | 業務 | 買物 | 遊び | その他 | 計 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 第4階層 | 42,720<br>( 8.9) | 43,521<br>( 6.6) | 98,790<br>( 14.2) | 29,637<br>( 8.3) | 8,544<br>( 11.6) | 14,151<br>( 12.2) | 237,363<br>( 10.0) |
| 第3階層 | —<br>(—) | —<br>(—) | —<br>(—) | —<br>(—) | —<br>(—) | —<br>(—) | —<br>(—) |
| 第2階層 | 167,024<br>( 34.8) | 279,708<br>( 42.5) | 222,508<br>( 32.0) | 118,404<br>( 33.2) | 17,160<br>( 23.4) | 48,048<br>( 41.3) | 852,852<br>( 35.8) |
| 第1階層 | 269,490<br>( 56.3) | 336,144<br>( 50.9) | 373,642<br>( 53.8) | 209,106<br>( 58.5) | 47,723<br>( 65.0) | 54,171<br>( 46.5) | 1,290,276<br>( 54.2) |
| 計 | 479,234<br>(100.0) | 659,373<br>(100.0) | 694,940<br>(100.0) | 357,147<br>(100.0) | 73,427<br>(100.0) | 116,370<br>(100.0) | 2,380,491<br>(100.0) |

単位：トリップ故・m
( )：%

(B) 福田町

| 交通目的 / 道路網の階層 | 通学 | 通勤 | 業務 | 買物 | 遊び | その他 | 計 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 第4階層 | 65,736<br>( 11.3) | 141,100<br>( 19.9) | 289,836<br>( 24.3) | 41,168<br>( 8.5) | 26,892<br>( 15.6) | 62,084<br>( 19.7) | 626,816<br>( 18.1) |
| 第3階層 | 109,254<br>( 18.8) | 192,237<br>( 26.9) | 190,152<br>( 15.9) | 68,805<br>( 14.3) | 17,097<br>( 9.9) | 108,003<br>( 34.3) | 685,548<br>( 19.8) |
| 第2階層 | 90,220<br>( 15.5) | 95,772<br>( 13.5) | 240,124<br>( 20.1) | 124,920<br>( 25.9) | 29,148<br>( 16.9) | 46,498<br>( 14.7) | 626,682<br>( 18.1) |
| 第1階層 | 316,730<br>( 54.4) | 281,708<br>( 39.7) | 474,322<br>( 39.7) | 247,832<br>( 51.3) | 99,142<br>( 57.6) | 98,742<br>( 31.3) | 1,518,476<br>( 44.0) |
| 計 | 581,940<br>(100.0) | 710,817<br>(100.0) | 1,194,434<br>(100.0) | 482,725<br>(100.0) | 172,279<br>(100.0) | 315,327<br>(100.0) | 3,457,522<br>(100.0) |

単位：トリップ故・m
( )：%

同じようにトリップ数—道路延長指標の構成比を用いて，階層別道路網の主体的交通目的をみる。亀玉地区では，第4階層の道路網は業務(14.2%)，第2階層は通勤(42.5%)，通学(34.8%)，買物(33.2%)，業務(32.0%)，第1階層は遊び(65.0%)，買物(58.5%)，通学(56.3%)，業務(53.8%)，通勤(50.9%)を目的とした交通に供している(第3表A)。福田町についてみると，第4階層の道路網では業務(24.3%)，第3階層では通勤(26.9%)，第2階層では買物(25.9%)，業務(20.1%)，第1階層では遊び(57.6%)，通学(54.4%)，買物(51.3%)が主体的交通目的である(第3表B)。

このことから，階層が上位の道路網ほど業務，通勤を主体とした限られた交通目的に供し，下位のそれは通学，買物，遊び，それに通勤，業務といつた多様な交通目的が主体的となつている。階層別道路網において，このような交通機関，交通目的の違いはトリップ長に係つていると考えられる。つまり，徒歩，自転車は短トリップに，自動車は長トリップにしる交通機関である。また，買物，通学，遊びに供するトリップは短距離を要求し，逆に業務は長距離を強制する傾向にある。これらのことはとりもなおさず，上

位の道路網におけるトリップ長は長く，下位のそれは短いことを示している。

以上，階層別道路網の交通流の性質について比較考察した。その結果ははじめに仮定した通りである。つまり，これは道路網の階層化システムが交通流の性質に即したものであることを実証している。しかし，道路網の連鎖線を個々に検討してみると若干交通流の性質にそぐわない部分がある。たとえば，磐田市の人口集中地区—天竜市の人口集中地区間を結ぶ道路は交通量が多い割にはその階層は低い。この道路は中位中心相互を連結するものであり，はじめに仮定した交通発生・集中源としての中心地機能の配置および交通流の空間的パターンにそぐわない新しい現象が生じているからであると考えられる。そこに，この階層化システムの限界が存在しているといえる。

## III. 結　論

本論において，水流次数化システムを拡大することによつて，複数の結節点を含む複雑な道路網の階層化システムを提示した。それを静岡西部地域の道路網に適用して，交通流の性質に即応しているものであることを実証した。しかし，このシステムは集中的交通流に供する道路網については有益であるが，分散的交通流のそれに対しては無力であることがわかつた。また，特に交通流のデータが存在しない地域および国土の幹線以外の道路網を分類するのに有用な一方法であると考えられる。このシステムを用いることによつて，従来ほとんどなされていなかつた地域的道路網の連鎖線に関する分析，たとえば連鎖線間の関係，連鎖線と地域特性の関係の規則性を計量的に分析する可能性を与えるものとなろう。

本稿を作成するに当り，東京都立大学の野間三郎教授，矢沢大二教授，中村和郎助教授ならびに建設省道路局経済調査室の諸氏に有益な御教示と数々の御援助を賜わつた。ここに紙面をかりて深く感謝の意を表わす次第である。

## 参考文献

1) WALLACE, W. H. (1958) : Railroad traffic densities and patterns. *A.A.A.G.*, **58**, 352-374.
2) KISSLING, C. C. (1969) : Linkage impotance in regional highway network. *Canadian Geographer*, **13**, 113-129.
3) U. S. Department of Transportation (1969) : 1968 National Highway Functional Classification Study Mannual. BOB. Approval No. 04-S 69009.
4) 建設省道路局経済調査室，土木研究所道路研究室(1972) : 道路網体系の機能に関する研究.
5) 榧根　勇(1973) : 水系網の規則性.（石水照雄，奥野隆史編 : 計量地理学，共立出版）. 62-81.
6) HAGGET, P. (1967) : Network Models in Geography. *In* : CHORLEY, R. J. and HAGGET, P. ed., Models in Geography. London.
7) RIDDELL, J. B. (1973) : An expansion of the HORTON stream-ordering model to circuited transportation networks. *Geographical Analysis*, **5**, 351-357.
8) CHRISTLLER, W. (1933) : Die zentralen Orte in Süddeutschland. Jena.
9) HAY, A. (1973) : Transport for the Space Economy. London. p. 117-118.

(1975年8月30日受理)

地学雑誌 84, 5 (1975)

# ボリビア中部 *Colquencha* 地区の *Copacabana* 層群について

前 田 四 郎* 山 際 延 夫** 北 村 健 次***
L. BRANIŠA**** M. URDININEA*****

**Geology of the Copacabana Group in the Colquencha Area, Central Bolivia**

Shiro MAEDA, Nobuo YAMAGIWA, Tateharu KITAMURA,
Leonardo BRANIŠA and Mario URDININEA

**Abstract**

The Copacabana group distributed between the two ranges of the Andes Oriental and the Andes Occidental in the central part of Bolivia represents one of the standard stratigraphic sequences of the upper Palaeozoic sediments in Central Andes. In 1973 the writers carried out the geological reconnaissance at the Colquencha area, Altiplano, paying special attention to that group. The Palaeozoic formations in this area consist of Silurian, Devonian, Carboniferous and Permian systems, the last of which is called as the Copacabana group. The group estimated about 300 m in thickness is well exposed at the northeastern foot of mountainland near Colquencha. It lies conformably on the Carboniferous system consisting of the alternation of sandstone and shale. The group is mainly composed of fine-to coarsegrained reddish sandstone, black or dark grey shale and dark or reddish limestone. Its lower part is dominated by massive sandstone, and the upper part by the alternation of sandstone, shale and limestone. The limestone contains such fossils as Brachiopods, Gastropods, Fusulinids, Corals, Crinoids, Bryozoans and so forth with calcareous or siliceous angulated nodules.

The writers found *Pseudoschwarina*, *Schwagerina*, "*Rugosofusulina*" and other fusulinaceans from the upper-most horizon of the group in this area. Judging from these fossil evidences, it is thought that the upper-most horizon of the group assigns to the Lower Permian. The geological structure of the Palaeozoic strata is characterized by a syncline with axis running NNE-SSW and by the faults of NW-SE. The deformation of the Palaeozoic strata might had been completed before the Tertiary sediments were deposited.

* 千葉大学理学部, Faculty of Science, Chiba University
** 大阪教育大学, Osaka Kyoiku University
*** 明星大学理工学部, Faculty of Science and Engineering, Meisei University
**** Universidad Mayor de San Andres
***** Servicio Geologico de Bolivia

## I. 緒　言

筆者等は1973年11月，ボリビアの Colquencha 地区の古生界，特に Copacabana 層群を主体に野外調査を行つた。調査の目的は Copacabana 層群の層序および地質構造を明らかにし，産出する紡錘虫やサンゴ等の化石の層準を明確にすることであつた。当地区は標高約4300m 前後で，調査活動に相当の困難を感じたが，野外調査の結果，筆者等は数層準に紡錘虫，サンゴ，その他の化石の産出することを明らかにした。これは，これまでボリビア国内では全く知られていなかつたことで，今回，はじめて判明したものである。当地区は研究対象としたのは BRANISA により化石が若干採集されており，それら標本の保存が良好であつたことに注目したからである。採集した化石については，目下検討中で，追つて漸次報告いたしたいものと考えている。本文では同地区の Copacabana 層群の地質および採集した化石について判明した一・二の事実を述べる。

本研究にあたり，野外調査に先だち Colquencha の地理的位置や交通関係等の情報の提供，また BRANISA 教授やボリビア地質調査所の RIVERO 氏，その他のボリビアの研究者との連絡について，日東ボリビア鉱山会社々長，橋本　寛氏，同社ボリビア所長白石　博氏，チャカリヤ鉱山所長白石　豊氏や同社黒沼広治，蛇目秀雄両氏等の多大のご尽力を受けた。そのうえ，実地調査に際しては，学術上，貴重なご注意をたまわつた。今回の調査で，化石の収集に予期以上の成果を挙げ得ることが出来たのは，上記皆様のご支援によるものと，ここに厚く感謝の意を表する次第である。

## II. 地理的位置および地形

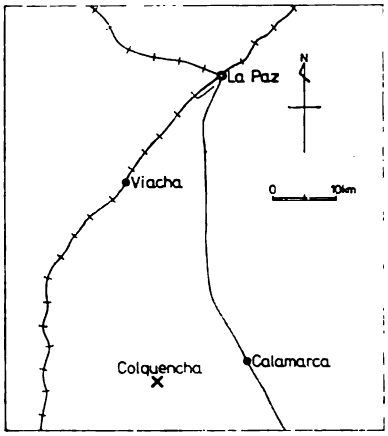
Colquencha は La Paz から南方に直線距離で約50km の位置にある。La Paz から高速道路ぞいに南下し，Vilaque から南西に分れる田舎道を約15km 進むと Colquencha に達する。Colquencha の部落の南方に位置して Calvario（十字架の丘）の塔が山頂に立っているが，古生界はこの Calvario 周辺に広がる。すなわち，それは Calvario のある Cerro asun kkollu, その西の Cerro jukuri, Cerro parca に NNW～SSE 方向にのびながら分布する。これらの山地は，Altiplano の平坦面上に基盤の古期岩類が露出するもので，侵食作用によりいずれも従順山形を呈する。Cerro jukuri の高い地点は標高4498m で，Cerro parca では標高4692m を示し，東部アンデス山地にくらべ，非常に低い。Colquencha のある平坦面は，これらの山地に源を発し，雨期にのみ流れる河水によつて運搬された堆積物で埋積され，平坦面の傾斜は10° 以下で，かなり緩い。Colquencha 近くの平坦面上にはときには直径20～30cm 大の亜角礫の礫が散在することがあるが，一般には直径数 cm 大の亜角礫が多い。

## III. 地質概観

Colquencha 地区の山地を構成するのは古生界のみで，すなわち，シルリア系，デボン系，石炭系および二畳系である。

ボリビアにおけるシルリア系は岩相がオルドビス系およびデボン系の岩相に似ており，化石が乏しいため，Altiplano におけるシルリア系は年代や層位関係がまだ充分に確定されてはいない。Colquencha 地区の岩相は黒色頁岩，粘板岩，砂岩からなる。黒色頁岩は風化により多角形状の破片となりやすい。

デボン系はボリビアでは概して広く分布し，化石に富んでいる。本系は Altiplano, Cordillera oriental, Subandes 等の地域に知られている。本地区の本系は，La Paz 北方の Altiplano に散在的に露出するものと同様に，Altiplano 地域中に分布するものの一つで，高原上に数100m の高地をなしている。岩相は quartzite, 砂岩，頁岩を主体とし，ことに quartzite ないし石英質砂岩がまさつていることが特徴である。Colquencha から距離的に近く，当地の東南方に位置する Belen ではデボン系が非常に良く露出し，化石も三葉虫や腕足類等を多産する。Belen では初期デボン系は下位から 1) *Scaphiocoela* 帯，2) *Receptaculites* 帯，3) *Platyceras* 帯，4) *Francovichia* 帯の4帯に区分され，*Francovichia* 帯の下




第1図 Colquencha の地理的位置

に condoriquiña quartzite が存在する。Belen 地区の condoriquiña quartzite は厚さが200m 内外で，侵食に堪えて，突出し，特異な地形をつくつているが，当地区の quartzite は Belen 地区の condoriquiña quartzite ほど厚く発達してはいない。当地区の quartzite や石英質砂岩が生層位学的に condoriquiña quartzite に相当するかどうかは，今後，当地区のデボン系について化石と層序とを正確に研究してみないと断言できない。La Paz 北西方で，Guaqui との中間にデボン系の小露出があるが，ここでは化石が乏しい。当地区のデボン系も化石が乏しいが，岩相上，La Paz 西方のデボン系とは酷似する。当地区の quartzite は堅硬質で，部分的に淡褐色を呈することがある。

石炭系は砂岩，頁岩，凝灰質岩からなり，当地区の本系はあまり厚く発達していない。砂岩は粗粒であることが多く，ときに偽層が発達する。本系は凝灰質岩が挟在することで，上・下位の諸系統からは区別される。この岩相はときには赤褐色ないし緑色をおび，これらの凝灰質岩は砂岩や頁岩中に挟まれる。本系は頁岩や凝灰質岩が比較的に多いので，本系の分布する部分は地形が緩く，ときにくぼんだ地形を呈することがある。当地区の本系からは化石が発見できなかつたが，本系の発達する他の地区からは植物化石の産出が知られる。このようなことから Altiplano の本系は非海成層であろうと考えられる。

二畳系は海成層で，Altiplano では Copacabana 層群として一括される。本層群は一般に石灰岩，砂岩，頁岩の互層からなり，特に石灰岩と他の岩相との頻互層，またはやや厚い石灰岩層を含むことが特徴である。当地区では下位の石炭系との関係は明瞭でないが，一露頭での観察では，あるいは整合であるようにもみられる。すなわち Calvalio の南の露頭では，下位の石炭系中の凝灰質岩が上部層準でなくなり，そしてこれに接続する比較的厚く（厚さ約1～2m），塊状の粗粒砂岩の出現をもつて，両系の境界と見なされる。この粗粒の塊状砂岩の部層より上位には石灰岩の頻互層が発達し，この石灰岩中に化石が含まれる。したがつて岩相や化石の産出状態等から，粗粒の塊状砂岩の部層以降の堆積環境と，その下位の堆積環境との間に相当な変化があつたものと推定される。今回の野外調査では，地域もごく限られているので，両系の境界について整合関係であるか，あるいは不整合関係であるかの結論を出すにはなお充分でないと考えられる。

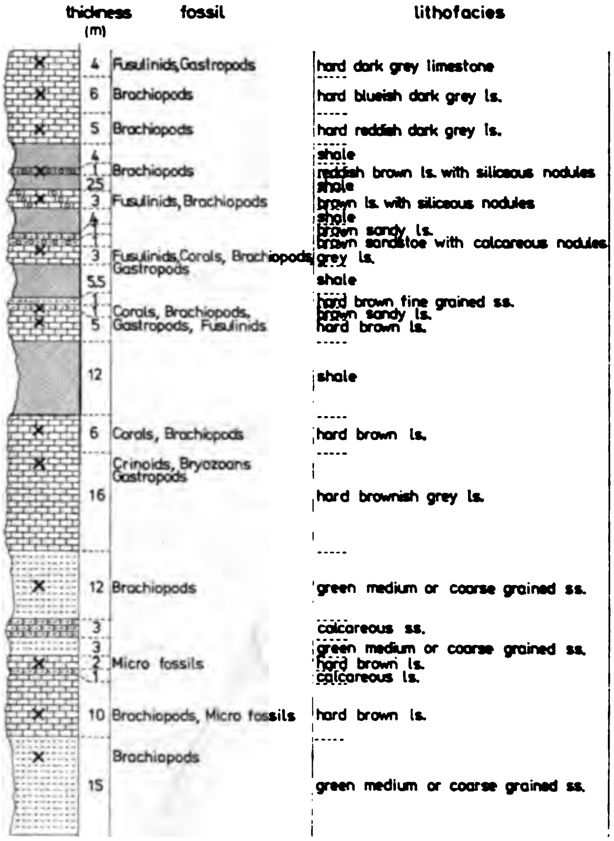
## IV. Copacabana 層群

本層群の模式地は Titicaca 湖にのぞむ Copacabana 地区にあるが，Altiplano における本層群の厚さは約1000m (SCHLATTER and NEDERLOF, 1966) といわれる。当地区の Copacabana 層群は後述のように向斜構造をなし，本層群の上部は侵食により欠除しているので，厚さは200～300m である。岩相は石灰岩，砂岩，頁岩の互層からなる。石灰岩は東翼では一部暗灰色をなすところもあるが，一般に暗褐色となつている。西翼の石灰岩は下部では暗灰色ないし淡灰色をなすが，中部から上部ではほとんど褐色を呈し，その間に一部淡灰色の石灰岩が存在する。石灰岩は各層準とも緻密で，堅硬質であつて，ハンマーでくだくことはなかなか容易ではない。両翼の上部層準の石灰岩中には不規則の形態を示す siliceous nodule を含むことがある。砂岩は中粒から粗粒のものが多い，それらは石灰岩にくらべはるかにもろく，特に風化した部分では軟弱となつている。一部砂岩の色調が緑色をおびることは興味深い。砂岩は当地では下部から中部層準にかけて多く発達する。頁岩は上部層準にやや多く，石灰岩の間に挟まれる。一部は細粒砂岩に移化し，黒雲母の小片を含む。




第２図　Colquencha 地区の地質（ボリビア地質調査所：1973に一部修正）
1：シルリア系　2：デボン系　3：石炭系　4：二畳系（Copacabana 層群）　5：第三系
6：第四系　7：断層　8：背斜軸・向斜軸　9：主要化石産地

化石については西翼の下部層準の石灰岩中に腕足類やその他の化石を多産することが判明した。特に化石の多く含まれる部分は，数10cm から約１ｍ の幅をもつて層状となつて連続する。それら化石は侵食を受けて石灰岩の表面に浮き出ている場合がしばしばみられる。また，西翼の上部数層準の石灰岩には紡錘虫，サンゴ，腕足類，巻貝，その他の化石を含む（Fig. 3）。特に上部層準で厚さ約22m と約５ｍ の二つの石灰岩からはサンゴを多産する。それらは一定層準に産出するので，層を追跡しながら採集することが



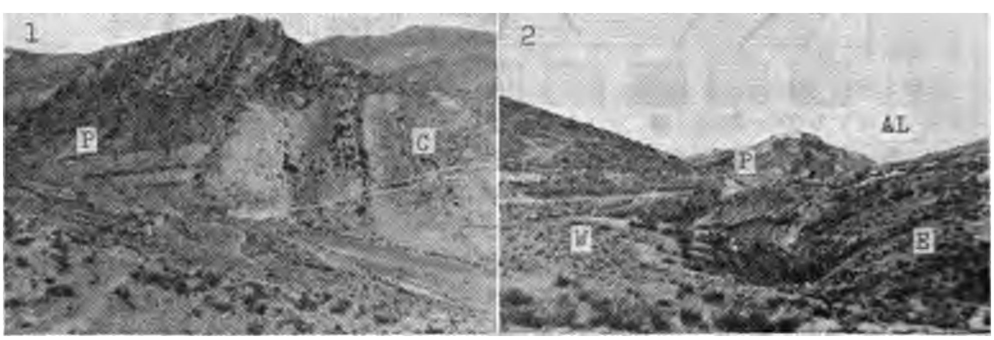

第３図　Copacabana 層群（西翼）の柱状図

容易である。全般的にみて，化石は一定層準にそつて追跡できる場合と，そうでない場合とがある。後者は緑色砂岩や頁岩に含まれる化石で，それらはところによつて産出状況に変化がみられる。たとえば，東翼の一部の緑色砂岩と頁岩との互層中の産状がそれで，ここではサンゴや腕足類の単体がよく産出する。

## V. 地 質 構 造

当地区の古生界の分布は NNW～SSE 方向に配列する。規模の大きい断層は NNW～SSE 方向に走るもので，Colquencha の南方に位置するシルリア系とデボン系との境界の断層やデボン系を切り，デボンと石炭系との境界を示す断層等がそれである。NNW～SSE 方向の断層は当地区の第三系を切つてはいるが，これは基盤岩に存在する古い断層が復活したものであろうと推定する。Colquencha の西方では石炭系および Copacabana 層群が NW～SE 系断層でずれている。すなわち，当断層を境に相対的に北側が西方へ大きくずれている。この断層も第三系を切つているので，第三紀に活動したことを示すが，おそらく古い断層の復活したものであろう。

NNW～SSE 方向の主要断層に対して NEE～SWW 方向の小断層が発達する。この NEE～SWW




第４図　Colquencha 地区の Copacabana 層群の露頭
1：西翼（C：石炭紀，P：Copacabana 層群）
2：向斜軸部（E：東翼，W：西翼，AL：Altiplano，P：Copacabana 層群）

方向の小断層は Copacabana 層群を構成する石灰岩層を切つている。これは石灰岩層を走向にそつて追跡すると，石灰岩層が明瞭に雁行状にずれているので，その特性を知ることができる。NEE-SWW 方向の断層面にそつて処々に石灰岩の角礫や断層粘土を伴う破砕帯がみられる。

Colquencha 地区の Copacabana 層群を主体とする古生界の地質構造上の他の一つの顕著な特徴は，向斜構造を呈することである。軸は NNW～SSW 方向に走り，軸部にそつて小渓谷の東・西両側に高さや形がよく似た対称的な山地をつくる。この向斜構造の北方への延長は Altiplano の平原でおおわれて不明となる。しかし，南方への延長は古生界の露出する部分に出現する。NEE～SWW 方向の断層群はこの向斜構造を切つている。すなわち，西翼部では向斜構造をなす石灰岩層が NEE～SWW 方向の断層で切られ，上述のように雁行状にずれているのがみられる。NNW～SSW 系の断層，向斜構造，NEE～SWW 系の断層が Altiplano の新期堆積層中に発達してはいないことを考えると，当地区の古生界に発達する地質構造のこれらの特徴は，Aliplano の新期堆積物の形成以前の生成であるといわなければならない。Altiplano の堆積物は白亜紀末ないし古第三紀以降，洪積世にかけて形成されたものである。したがつて，当地区の古生界に発達する地質構造は大局的には白亜紀末ないし，古第三紀以前に形成されたものと考えられる。また Cordillera oriental の地質構造，たとえば Titicaca 湖東部の Puerto Acosta 地区の地質構造をみると，中部白亜紀の Huancané 砂岩（厚さ約164～192m：RIVAS, 1968）および Moho 層群（厚さ約322～452m：RIVAS, 1968, 本層の厚い部分は約800m：SCHLATTER and NEDERLOF, 1966）は著しく変形し，そこに褶曲や断層が，それ以前の古期岩類に発達する地質構造と調和してみられる。これらのことからボリビア Andes の主要な変形は白亜紀末ないし，古第三紀以前に形成されたものであろうと判断される。

## VI. 化石についての一・二の考察

当地区の Copacabana 層群に含まれる化石は，二枚貝，巻貝，腕足類，紡錘虫，サンゴ，海藻類等である。サンゴ類としては *Lophohyllidium* や "*Cannia*" や等が含まれる。化石の多産するところは，Colquencha から約5km 南西にあたる Copacabana 層群の西翼部である。化石は数層準に顕著で，紡錘虫は上部層準に多く含まれる。当地区の最上部層準の石灰岩は堅い褐色の石灰岩で，紡錘虫が密集して産出する。最上部層準から産出する紡錘虫は *Pseudoschwagerina* sp., *Schwagerina* spp., "*Rugosofusulina*" sp. 等である。この中で，比較的に多産するのは *Schwagerina* である。一方，本層準から約15m 下位の石灰岩の層準に *Triticites* をかなり多く産出する。この層準は，*Triticites* spp. の産出状況から NEWELL, CHRONIC および ROBERTS (1953) の指摘する *Triticites* 帯に相当するようにおもわれる。

最上部層準からの *Pseudoschwagerina* sp. は，個体数がやや少ないが，DUMBAR and NEWELL (1946) が報告したボリビアの Carpacayma および Apillapampa とからの *Pseudoschwagerina d'orbignyi* や *P. kozlowskii* とは，ともに外形と内部の巻き方とが明瞭に異なつている。また，NEWELL, CHRONIC および ROBERTS (1953) が報告した Wolfcampian 下部からの *Pseudoschwagerina broggii* および同中部からの *P. vilcanotensis* のいずれとも内部の巻き方，septal fluting 等の点で異なつている。

Colquencha 産の *Pseudoschwagerina* sp. は *P. uddeni* とは異なるが，これにやや近い。*Schwagerina* は個体数がかなり多い。そのうち1種は *Schwagerina oxia* と同種とみなされる。本種は外形が fusiform で，spirotheca はやや厚い。"*Rugosofusulina*" は ROBERTS (1953) がペルーから報告した *Rugosofusulina incaica* に近い。

今回調査した範囲内での Colquencha 地区の最上部層準には *Parafusulina* が全く含まれていなかつた。しかし，*Pseudoschwagerina*, "*Rugosofusulina*" *Schwagerina* 等が存在する。これら種属からみて調査地の最上部層準は NEWELL, CHRONIC および ROBERTS (1953) が指摘した *Pseudoschwagerina uddeni* 帯にほぼ相当するようである。すなわち，*Parafusulina* 帯の下位で，*Triticites* 帯の上

位にあたり，北アメリカの Wolfcampian の上部にほぼ相当するようにおもわれる。Colquencha 地区における調査地質の Copacabana 層群の最上部層準が Wolfcampian の上部にほぼ該当するようであることは興味深くおもわれる。調査した範囲は Colquencha 地区でも限られているので，本層群の上部層準が侵食に堪えて残つているかも知れないと推定される当地区の南方の山地へと，調査範囲もさらに拡大し，再検討を行うならば，Wolfcampian より上位の，すなわち中部二畳紀の下部の Leonardian 相当層が，ペルーの Ampáy, Huanta や Caya Caya に明らかにされていることと同様に，ボリビアにおいても今後発見されるかも知れないとおもわれる。今後に残された重要課題の一つである。

## VII. 結 言

BRANISA がサンゴ等を採集したことのある Colquencha 地区の二畳紀海成相の Copacabana 層群の野外観察と，採集した資料の一部を検討し，明らかとなつた事実を挙げてむすびとする。

1) Colquencha 地区の Copacabana 層群の数地点で，従来ボリビアの研究者にも知られていなかつた化石の新産地を明らかにした。すなわち，化石は向斜構造をなす西翼側の山地に多産する。

2) 調査地の Copacabana 層群の中・上部相当層の層序は Fig. 3 図に示すようになる。

3) 調査した範囲内での上部層準の石灰岩には *Pseudoschwagerina* sp., "*Rugosofulina*" sp., *Schwagerina* spp. が含まれる，これら紡錘虫によつて，上部層準は NEWELL, CHRONIC および ROBERTS (1953) が指摘した北アメリカの Wolfcampian の上部にほぼ相当するようにおもわれる。地質時代の正確なことについては，紡錘虫等の詳細な研究結果を待つことにする。

4) NNW——SSE 系の断層群や向斜構造や，NEE——SWW 系の断層群が発達するが，向斜構造の形成後に NEE——SWW 系の断層群が生じた。そしてこれらの構造の形成は白亜紀末ないし古第三紀堆積前と考えられる。すなわち，それらは Altiplano の堆積物の形成以前といえよう。

### 主要参考文献


AHLFELD, F. (1956) : " Boliva " in an explanation of the geological map of South America, *Geol. Soc. America*, Mem. **65**, 167-186.

——(1972) : Geologia de Boliva, Cochabamba, La Paz, pp. 1-190.

——(1973) : Geografia fisica de Bolivia (Segunda Edicion), Cochabamba, La Paz, p. 1-248.

——and BRANISA, L. (1960) : Geologia de Bolivia, *Inst. Boliviano del Petroleo*. La Paz, p. 1-245.

BBRRY, W. (1933) : Fusulina from Peru and Bolivia, *Pan-Am. Geologist*, **59**, 269-272, pl. 22.

BRANISA, L. (1965) : Los fosiles guias de Bolivia, 1. Paleozoico, *Servicio Geologico de Bolivia*, **6**, p. 1-282, pls. 1-80.

DUNBAR, C. O. and NEWELL, N. D. (1946) : Marine early Permian of the Central Andes and its fusuline faunas, *Amer. Jour. Sci.*, **244**, 377-402, 457-491, pls. 1-12.

JAWORSKI, E. (1922) : Die marine Trias in Südamerika, Beitr. z. Geol. u. Pal. v. Südamerika, 26, *N. J. f. Min. etc.*, BB. **47**, 93-200, t. 4-6.

LJUNGGREN, P. and MEYER, H. C. (1964) : The copper mineralization in the Corocor Basin in Boliv a, *Eco. Geol.*, **59**, 110-125.

MAEDA, S., YAMAGIWA, N. and BRANISA, L. (1973) : Some Late Palaeozoic corals from Bolivia, *Bull. Nat. Sci. Mus. Tokyo*, **16**(1), 93-98, pls. 1-2.

NEWELL, N. D. (1946) : Geological investigation around lake Titicaca, *Ame. Jour. Sci.*, **244**, 357-366.

——, CHRONIC, B. J. and ROBERTS, T. G. (1953) : Upper Paleozoic of Peru, *Geol. Soc. America*, Mem. **58**, p. 1-276, pls. 1-44.

RIVAS, S. (1968) : Geologia de la Region Norte del Lago Titicaca, *Servicio Geologico de Bolivia*, *Geobol*, **2**, 1-88.

SCHLATTER L. E. and NEDERLOF, M. H. (1966) : Bosquejo de la Geologia y Paleogeografia

de Boliva, *Ibid.*, **8**, 1–49.
THOMPSON, M. L. (1943) : Permian fusulinid from Peru, *Joru. Paleont.*, **17**, 203–205, pl. 33.
前田四郎・山際延夫・速水　格・田附治夫・北村健治(1974)：南米中部アンデス山地に分布する Copacabana 層群について．地学研究，7–12，129–136.

(1975年 9 月 8 日受理)

地学雑誌 84, 5 (1975)

# 非金属鉱業原料最近の動向（その 2）

岡 野 武 雄*

# Recent Trend of Non-Metal Minerals (2)

Takeo OKANO

## IV. 各論（つづき）

### 珪石

珪石は塊状で産出するものを狭義の珪石（silica stone）と呼び，砂粒状で産するものを珪砂（silica sand）と呼んで区分するが，塊状で産出するが粉砕して砂粒状で使用するものは人造珪砂と呼んでいる。

珪石の用途は広い，塊状で産するもので，鉄分その他不純分の少いものは，高級ガラス，陶磁器，メタリック・シリコン用に，やや不純分を含むものは，フエロ・シリコン用などに用いられる。塊状珪石で赤白珪石と呼ばれるものは耐火煉瓦に用いられている。珪砂で鉄分の少いものは，板ガラス用，やや鉄分を含むものは鋳物砂に使用されている。

珪石の鉱床には次にあげるような種類がある。

①ペグマタイト珪石鉱床
②熱水性鉱脈鉱床
③赤白珪石鉱床
④熱水変質鉱床
⑤堆積性珪砂鉱床
⑥チャート
⑦熱変成鉱床
⑧広域変成鉱床
⑨分泌脈

これらのほかに珪石は，温泉沈澱物，転石鉱床，メノー，オパール鉱床が知られているが重要ではない。

〔珪石鉱床の種類〕

①ペグマタイト珪石鉱床

ペグマタイト珪石はわが国で産出する珪石のうちで最も品質のよいもので，高級ガラス製品に使用されるものである。ペグマタイト珪石は，中生代末期に活動した2群の花崗岩類のうち新期の花崗岩（阿武隈新期花崗岩，苗木型花崗岩，広島型花崗岩）中に産出する特徴がある。わが国のペグマタイト珪石は，福島県から主に産出していたが，現在は2,000t 産出するにすぎない。資源が涸枯したといえる。

②熱水性鉱脈鉱床

この型の鉱床は石英脈金属鉱床の一部で，金属鉱物に乏しい部分を珪石鉱床として採掘するもので，高温熱水鉱脈鉱床と低温熱水鉱脈鉱床とがある。高温鉱脈鉱床としては，タングステン石英鉱床の乙女，三富（山梨），鐘打（京都）鉱山の珪石が採掘されている。高温鉱床に属するが金属鉱物を伴なわない石英脈か，吾妻珪石（福島），西春近（長野）で採掘されている。低温鉱脈鉱床は含金銀石英脈鉱床の金品位の低い部分を採掘するもので，かつて佐渡（新潟）鉱山の珪石は，板ガラス用に出鉱されたことがあるが，現在はこの種珪石は出鉱されていない。

③赤白珪石（炉材珪石）

いわゆる赤白珪石は昭和20年代から30年代のはじめにかけて盛んに採掘されたが，製鋼法が平炉から転

* 地質調査所　Geological Survey of Japan

炉に変つて製鉄用に使用されなくなつて産出量が減少した珪石である。現在は電炉天井用，ガラス炉用，コークス炉用に使用されている。丹波地区，若狭地区から産出し，畑鉱山(兵庫)，若狭鉱山（福井）が依然主要鉱山である。

④熱水変質鉱床

熱水変質鉱床というのは熱水の作用で安山岩や流紋岩の熔岩や火砕岩が熱水変質作用をうけて珪石鉱床となつたもので，熱水変質帯のうちの珪化帯が鉱床となつているものである。

第四紀の火山性硫黄鉱床にともなう珪化帯は，クリストバライト，トリジマイト，オパールの珪酸鉱物，含水珪酸鉱物から構成されている。この珪化帯は水ガラス原料として採掘されたことがある（別府白土)。この珪化帯が経年変化（続成作用）によつて，石英からなる珪化帯に変つたものが珪石鉱床として採掘されている。宇久須（静岡）の鉱床が唯一の例である。小串硫黄鉱山（群馬，休山）のクリストバライト，トリジマイト，オパールからなる珪化帯の地表露出部が石英に転移しているが，この部分が鋳物砂として採掘する計画もあつたが実現には至らなかつた。

熱水変質珪石鉱床の他の例は，ろう石鉱床の珪化帯を採掘するもので勝光山梵天山（長野）で少量採掘出荷されている。

⑤堆積性珪砂鉱床

この型の鉱床で重要なものは，白堊紀から新第三紀末にかけての堆積性珪砂鉱床である。

古い時代のものには福島県相馬(白堊紀)，福島県広野地区，福岡県筑豊地区（古第三紀）の鉱床があるが，これらの地区の珪砂の産出量は減少している。第三紀鮮新世の鉱床としては，瀬戸，多治見地区の珪砂鉱床が重要である。この地区の珪石鉱床は3種あり，(i) ほぼ珪砂からなるもの (ii) 蛙目(がいろめ)鉱床（珪砂とカオリン粘土からなる鉱床）(iii) 礫層中の珪砂鉱床である。(i) は採掘し水洗されて出荷され，(ii) は水洗して蛙目粘土を分離した残留物 (iii) は礫層を採掘し篩で分級した篩下副産物である。(i) と (ii) は粘土の多少による区分である。瀬戸・多治見地区は日本の天然珪砂の主要産地で，その重要性は戦後30年間少しも変らない。板ガラス用，壜ガラス用，鋳物砂用に出荷されている。しかし現在では，珪砂層が次第に地下深くなり排土量が増加したこと，採掘や水洗の泥水の処理が問題になつてきたこと，これらの地区に宅地が開発され，採掘や排土が困難になつてきたことなど，採掘の規制がきびしくなり，開発が次第に困難になつてきている。

栃木県から，会津，山形，秋田と奥羽山脈の西側に鮮新世の珪砂鉱床が分布する。著名なものは，米沢西方，大石田付近（いづれも山形県）で一部は10年程前から採掘をはじめたが，主要な需要地に遠いためあまり発展しない。

⑥チャート

古生代二畳紀のチャートが採掘されている採掘量は大きいが，フエロシリコン用に使用されているものは少量である。

⑦熱変成鉱床

古生代のチャートが貫入花崗岩の熱の影響をうけて微晶質石英結晶（0.002～0.1mm）が再結晶化作用をうけて粗粒（0.1～5 mm）の珪砂鉱床となつたもので，花崗岩体に近いほど粗粒の石英砂をうることができ，遠ざかるほど細粒となる。したがつて鉱床によつては希望の粒度の石英砂をうることができる。この種の鉱床は戦後採掘されはじめたもので，精密鋳造用鋳物砂の珪砂の需要が増加したためである。水木鉱山，日瓢鉱山(栃木)，浅間(長野)，高蔵寺地区（岐阜）の鉱山から産出する。鋳物砂用に出荷するが，耐火物用（メジ）としても少量出荷される。

⑧広域変成鉱床

この型の鉱床は古生代のチャートが広域変成作用をうけ，チャートの微晶質石英が再結晶して生成した鉱床である。熱変成鉱床のように石英粒の分帯構造はみられない。この広域変成作用によつて生成された

珪砂鉱床は，三河地区（愛知）に広く分布し，石英粒子間の結合の強いものは張石（ボールミルの内張石）として採掘されたが，主として鋳物砂用に出荷されている。

⑨分泌脈鉱床

長崎県西海地区にこの種の鉱床が存在した黒色頁岩中の石英分結脈鉱床であつた。

〔珪石の生産〕

通商産業省のまとめている珪石の産出量（本邦鉱業の趨勢）は，珪石を白珪石，軟珪石，炉材珪石，天然珪砂，蛙目珪砂，人造珪砂，に分けて年間の生産量を統計している。しかしこの統計は，生産者の報告の不備と機械的集計（生産者が白珪石，何 t を生産したと報告すると，白珪石の生産量の項に機械的に集計されている）のために混乱しているようにみうけられる。また同一鉱山で同一鉱床から産出する珪石が，２つの項に分けて統計されている例もある。例えば，栃木県水木，日瓢鉱山，静岡県宇久須鉱山は白珪石，人造珪砂の両方に分けて統計されている。上記７項目に集計されている珪石の生産量を鉱床型別に区分してみると第１表のようになる (1972年)。

第 1 表

| | 白珪石 | 軟珪石* | 炉材珪石 | 天然珪砂 | 蛙目珪砂 | 人造珪砂 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| ペグマタイト珪石鉱床 | △ | | | | | △ |
| 熱水性鉱脈鉱床 | △ | | | | | △ |
| 赤白珪石鉱床 | | | △ | | | |
| 熱水変質鉱床 | ◉ | | | | | ◉ |
| 堆積性珪砂鉱床 | | ◉ | | ● | ● | |
| チャート | ◉ | ◉ | ● | | | |
| 熱変成鉱床 | ○ | | | | | ◉ |
| 広域変成鉱床 | ○ | | | | | ◉ |

注 ● 50%以上 ◉ 20%以上 ○ 10%以上 △ 10%以下

* 砂岩・頁岩・石灰岩からなる累層などの岩石を採掘することが多い.

a) 白珪石180万 t のうち，チャートは45%以上〔大鶴目，南条，福井鉱山(福井)，平の山，平賀於福(山口)，高良山(徳島)〕を占め，これらは主に道路用，軟珪石用に出荷されているものである。宇久須の熱変質珪石は20%，熱変成鉱床13%〔水木，日瓢(栃木)〕，広域変成鉱床12%〔三河地区〕で，ペグマタイト珪石は0.5%（約１万 t)，鉱脈鉱床珪石は１%に過ぎない。

b) 軟珪石

軟珪石は主としてセメント混和材に用いられる。

c) 炉材珪石55万 t のうち，赤白珪石（若狭を含む）は７%，四浦地区のチャート約30%である。徳島の珪石（約54%）はチャートで，これは主として道路用に出荷されているものである。

珪石煉瓦の生産量は，(1962年) 9.6万 t，(1970年) 26万 t，(1972年) 14万 t で，最近の低下は電炉天井煉の使用減少によるものである。

d) 天然珪砂355万 t（精鉱）は，瀬戸，笠原（岐阜）地区で約75%，蛙目珪砂，67万 t（精鉱）は愛知県下から58%，岐阜県下から38%を産出する。この天然珪砂，蛙目珪砂の統計にまとめられているものは，ほとんど堆積性鉱床からのもので，混乱はない。

1972年度の珪砂の需要は456万 t で，うち板ガラス 117万 t，ガラス製品140万 t，鋳物砂用130万 t，その他（コーテッドサンド，水ガラス用など）58万 t である。供給は主に愛知，岐阜，島根地区と宇久須からであり，同年に輸入珪砂は20万 t であつた。

最近，愛知県の行なつた調査では，愛知県瀬戸地区の珪砂の埋蔵量は，珪砂4038万 t，シラツキ 3351万

t, 蛙目珪砂2384万 t といわれる（シラワキは，珪砂分の多い砂礫層）

e) 人造珪砂は破砕過程を経て出荷される珪石で，この項で統計された鉱山の鉱床は多様である。熱変成鉱床35%〔水木，日瓢(栃木)，浅間，御射山(長野)，熱変質鉱床30%弱〔宇久須(静岡)〕である。広域変成鉱床は三河地区（愛知）から産出するものを含んでいる。

**粘土**

粘土鉱物のうち広く工業原料として採掘されるものに，カオリナイト，ハロイサイト，ヤリサイト，パイロフイライト，モンモリロナイトがあり，限られた用途に採掘されているものに，蛇紋岩（アンチゴライト，製鉄熔剤用），Mg-クロライト（紙用）がある。日本の滑石は一部の製紙用を除いて大部分農薬用である。以下，蛇紋岩，Mg-クロライトを除く粘土について述べる。

〔粘土鉱床の種類〕

①カオリン

カオリナイト，ハロイサイトは次のような鉱床として産出する。

熱水変質鉱床

堆積性鉱床（下盤粘土，木節粘土，蛙目粘土，層状カオリン鉱床，残留粘土鉱床）

これらの鉱床の代表例を示すと第2表のようになる。

第 2 表

| | | |
|---|---|---|
| 熱水鉱床 | 火山岩中 | 板谷(K, S)，壱岐(H)，勢多(K) |
| | 花崗岩中 | 対州(H)，関白(K) |
| 堆積鉱床 | 下盤粘土 | 岩手(K)，筑豊(K) |
| | 木節粘土 | 多治見*(K)，瀬戸*(K)，上野*(K) |
| | 蛙目粘土 | 多治見*(K)，瀬戸*(K) |
| | 層状カオリン | 多治見*(H)，有璧(H) |
| 残留鉱床 | 風化花崗岩 | 柿野(K, mH)，本宮(K, H) |
| | 風化火山岩 | 伊那(H, mH)，八女(H, mH) |

K：カオリナイト，H：ハロイサイト，mH：メタハロイサイト
S：セリサイト
* 印は地区名　　（藤井紀之 による）

熱水鉱床には，関白（栃木），高玉（福島）などの第三紀の金銀鉱脈鉱床にともなうもの，鬼首(宮城)，肘折（山形）のように現在の温泉の熱水によるものがある。多くの熱水性カオリン鉱床は，第三紀の流紋岩や，流紋岩質凝灰岩〔大峠，砂子原(福島)〕，第四紀の安山岩中〔大村(長崎)〕の鉱床である。

下盤粘土は石炭層の上下盤に沿って産出する層状の鉱床で，岩手粘土，筑豊粘土が著名である。いずれも古第三紀層中に産する。

木節粘土は，瀬戸，多治見，上野（三重）地区に産する層状の粘土で，層中に亜炭片を伴うもので，この3地区に産するもののみの名称である。第三紀鮮新世のものである。厚さ最大5m.

蛙目粘土は石英粒を含む淘汰の悪いカオリン粘土層で，水ひして石英砂（蛙目珪砂）と蛙目粘土に分ける。現在産出するものは，粘土分10%位といわれる。第三紀鮮新世のもので花崗岩の風化分解物から供給されたものである。厚さ最大20m. 元来，瀬戸，多治見，上野地区に産するものを指す。

層状カオリンは多治見大洞地区から産する10cm, 20cm 薄層の良質の粘土層である。

風化花崗岩の残留粘土鉱床は，柿野(岐阜)，火山岩の風化残留鉱床は伊那（長野）に産する。

②ろう石（パイロフイライト）

わが国でろう石と称しているものは，以前はパイロフィライトからなる鉱石をさしていたが，現在で

は，ろう感があり，製紙用クレー，耐火物，農薬用に用いられる鉱石はすべてろう石と称している。したがつて，パイロフイライトを主体とするもののほか，カオリナイト，セリサイトを主体とするものも存在する。最近は良質のろう石が涸枯し，石英に富むろう石が採掘されている。

ろう石は主に酸性火山岩類（流紋岩，石英安山岩，石英斑岩など）やその砕屑岩中に存在し，熱水変質作用の産物と考えられている。その分布は，長崎県五島（始新世の砂岩，頁岩中），山口県日本海側，広島県勝光山地区，岡山県福渡，三石，板屋地区，兵庫県地区（いずれも中生代の酸性噴出岩類を原岩としている），長野県中野，上田地区，群馬県四万温泉地区（これらは第三紀中新世の地層，これに貫入した花崗閃緑岩中），栃木県今市地区，福島県会津地区，北海道洞爺地区に分布する。これらのうち資源的に重要なのは，勝光山，三石，板屋地区である。

鉱石としてのろう石は，製紙用に向けられるものは鉄分と石英を特にきらう，褐鉄鉱は除き難いが，黄鉄鉱は浮選で除かれる。石英は紙を切断するときのカッターの刃をいためるために嫌われる。耐火物用として使用されるものは鉄分はあまり嫌わない。石英は少ない方がよいが，最近は耐火物製造技術が向上したので，石英分の多いものも出荷されている。

③ダイアスポア

産出量が少ないので重要な資源ではない，主に長崎県五島のろう石鉱山から産出する。

④陶石

陶石の定義は難かしい。昔はセリサイト約30%，石英70%からなる鉱石で，陶磁器原料として使用できるものとされていた。元来は天草石を陶石と呼んだものらしい。現在では石英カオリナイト，サリサイト，パイロフライトを混じたもので，焼成して白色となるものはみな陶石と呼んでいる。

陶石鉱床はほとんどすべて，流紋岩中にその一部をなして産出する。有名な天草陶石は流紋岩脈が熱水変質作用をうけて生成したもので，一部に未変質部や低変質部を残している。他の多くの陶石鉱床も流紋岩の熱水変質産物である。北陸の服部，河合陶石，四国の砥部陶石皆同じである。

最近は岡山・兵庫県境（ろう石で陶石の用途に向けられているもの），岐阜県高山市西方，金山市西方地区に陶石鉱床が発見されている。これらは中生代の酸性噴出岩類中に産するもので，この岩石は中国地方では，高田流紋岩，岐阜地方では，濃飛流紋岩と呼ばれているものである。岡山・兵庫県境では，三国陶石が知られ，岐阜県では，清見，梅村，松森陶石が最近知られたものである。これら比較的新らしい鉱床は，その鉱石が，天草陶石や服部陶石に比らべて良質ではないが，陶磁器原料の枯渇している現状では貴重な資源である。

このほか，著名な陶石の産地は，兵庫県出石陶石，佐賀県有田陶石，長崎県下の陶石，福島県下の陶石鉱床があり，昔から変らず出荷を続けている。

なお安達陶石（福島），湯沢陶石（秋田），西山陶石（山形），温海陶石（山形）と呼ばれているものはアルカリ分に富む流紋岩を採掘していたものである。

⑤ベントナイト，酸性白土

ベントナイト鉱床は，わが国では第三紀中新世～鮮新世に噴出した酸性火山岩，火山砕屑岩で火山ガラスに富む岩石が，続成作用，海底風化作用（ときに熱水作用）をうけて，脱玻璃作用を起して生成されたものである。ベントナイトは主としてモンモリロナイトからなる粘土で水中で膨潤する性質がある。

ベントナイト鉱床は火山ガラスに富む流紋岩や火山砕屑岩中に塊状をなして産出するものと，火山ガラスからなる凝灰岩層がベントナイト化した層状の鉱床と，見掛上２通りの産状がある。

層状のベントナイトは月形（山形），松井田地区（群馬）の鉱床など，多くの鉱床はこの種のものである。古第三紀の夾炭層中のガラス質酸性凝灰岩層がベントナイトに化した鉱床として，日本ベントナイト（福岡）の鉱床がある。わが国でもつとも古い時代のベントナイト鉱床である。ベントナイトはこのほか，黒石地区（青森），西村山地区（山形），出雲地区（島根）から産出する。

ベントナイトの一種で，吸着性，脱色性の強いものを酸性白土に呼して採掘している。酸性白土は，$Na_2O$ 分の少い（1％以下）のモンモリロナイトを主成分とする粘土で，膨潤性もない。これは膨潤性のある普通のベントナイト（$Na_2O$ 1.5％以上）が地表近くで $Na_2O$ 分を溶脱して生成したものと考えられる。酸性白土は中条町，糸魚川（新潟），鶴岡（山形）で採掘されている。

ベントナイトの用途は鋳物用(50％)，農薬用(20％)，製鉄用(10％)，土木建築用(10％)，その他(5～10％)である。

⑥滑石（タルク）

滑石は蛇紋岩中にレンズ状体をなして産出するが，稀れに滑石片岩中に産することがある。わが国には良質の滑石は産せず，一部中質紙充填材として用いられる〔松前(北海道)，朝日向(茨城)〕ほかは，農薬用である。また九州地区の滑石として採掘しているものには蛇紋岩そのものを採掘しているところもある。

⑦雑粘土

陶管，瓦，陶器(益子焼など)，炻器（常滑焼，万古焼など）に使用される粘土類については，あまりよく知られていない。第三紀鮮新世（常滑焼原土）以後のものが多く大部分第四紀のものである。

〔粘土の生産〕

通商産業省の統計資料「本邦鉱業の趨勢」には粘土質原料の統計区分として頁岩粘，土木節粘土，蛙目粘土，陶石，カオリン，ダイアスポア，ろう石(ろう石クレー)，滑石の項を上げている。これら項目の統計の間には珪石のところで示したほどの混乱はない。このことに触れながら生産の推移をみてみたい。なお，ベントナイト，酸性白土は砕石法による統計に従つた。

a) 頁岩粘土（1972年，58万 t）にはわが国で最も良質の耐火粘土といわれる岩手粘土（頁岩粘土生産量の11％を占める)，耐火度が低いが焼締りがよいといわれる久慈粘土（1.2％）を含む。この両粘土は10年間で生産量は変らない。筑豊地方のボタ・シヤモット（0.2％）は1962年の7.4万 t から産出量が激減している。

この頁岩粘土の項にはほかに，愛知県常滑，三河（瓦粘土）の粘土16％を含む。さらに高知県下で膨脹頁岩を生産する粘土（頁岩）52％を含んでいる。

なお，常滑地区の粘土（陶管用）は年産36万 t，埋蔵量3283万 t，三河地方の瓦粘土年産160万 t，埋蔵量7157万 t といわれる(愛知県調査)。

b) 木節粘土，蛙目粘土

木節粘土（1972年，57万 t）は福島（常盤粘土）8％，愛知21％，岐阜60％，三重10％の比率で産出する。1962年の比率は7％，40％，36％，10％，（その他地区7％）であるから愛知県に岐阜県の重要性は逆転した。すなわち愛知県では，10年間に生産量は18.3万 t から11.7万 t に減じ岐阜県は16.9万 t から34.2万 t に倍増した。

蛙目粘土（1972年，粗鉱91万 t，精鉱54万 t）の愛知県，岐阜県，三重県の精鉱産出量の比率は1972年，63％，29％，5％，1962年（粗鉱69万 t，精鉱18万 t）の比率は41％，56％，3％となつている。このことは愛知県下の蛙目粘土の生産量が急増（1962年，7.6万 t，1972年，33.7万 t）し，岐阜県はあまり増加しなかつた（10.2万 t から15.8万 t)。

本節粘土，蛙目粘土はわが国の陶磁器用耐火煉瓦用の重要な粘土であるが，その主要産出地の瀬戸，多治見地区は今日では名古屋市のベッドタウンになり宅地の開発が進んできたために次第に採掘が困難になつてきている。愛知県調査の資料によると，瀬戸地区の木節粘土，蛙目粘土の埋蔵量は420万 t，1439万 t になつており，木節粘土で35年以上の埋蔵量となつているが（蛙目は65年分)，実際問題として，ここ数年で木節粘土の供給不足をきたすことは必定といわれている。

c) 陶石

陶石は1962，1972年の10年間で18万 t から32万 t に生産量が増加した。増加の著しいのは岐阜，佐賀，

長崎県地区である。岐阜県では1万tから4.4万tで，鉱山数では3から8鉱山に増加している。佐賀県は有田焼の原土の生産増が著しい。伝統的な陶石の産地の生産量はあまり変化しない。福島県会津地区(1.2万tから2万t)，石川県地区（服部河合陶石を含む）(5.2万tから5.1万t，服部陶石は一部ろう石として統計されている)。天草陶石地区（6.7万tから8万t）などである。

d) カオリン

カオリンの生産量は7万tから31万tに増加している。勢多，関白カオリンなどは生産量に変化はない。著しく増加したのは，山形，長野，鹿児島県である。山形県は1972年の50%を産出し，主として板谷鉱山の粘土（カオリン，セリサイト，第四紀火山活動にともなう変質帯）である。板谷鉱山は1962年には生産統計にはあげられていなかつた。長野地区は5%を占め，伊那地区のハロイサイトである。これも1962年の統計にはあげられていなかつた。鹿児島県（1962年，0.4万t，1972年，4.3万t）の増加は大口粘土の生産増加によるものである。

e) ろう石

ろう石の10年間の増加も著しい，耐火物（造塊煉瓦）の用途が増加したことによる。岡山県（1962年，41万t，1972年，57万t），山口県（2万t，3.6万t），は増加が著しくないが，広島県（8.7万tから26.3万t），長崎県（2.6万tから11万t），栃木県（2.7万tから8.6万t），長野県（2.8万tから5.5万t），兵庫県（11万tから21万t）が増加の著しい県である。

岡山県では鉱山数は55から40に減少している。三石地区の大平鉱山は10年間で生産の変化はなかつた。品川三石鉱山は約2倍に増加した。広島県地区では1962年9鉱山から1972年8鉱山に鉱山数は減少したが生産は3倍になつている。量的には勝光山約2倍，比率では釜ケ峯鉱山約30倍に増加している。兵庫県も鉱山数は減少している(24鉱山から18鉱山)，栃木県は3鉱山から8鉱山に増加し，大貫鉱山は生産量が2倍になつている(粉材としての出荷が多い)。長崎県では五島鉱山4倍，田尾鉱山3.4倍と増加している。なお1972年ろう石の項には，服部鉱山（陶石）が含まれている。

f) 滑石

滑石は1962年5.7万tから1972年13.2万tに増加している，最盛時は1969年で15.4万tであつたが最近は農薬使用制限で多少減少している。北海道，茨城，兵庫県の滑石の生産は2倍から6倍に増加している。鉱山では松前(北海道)，朝日向(あさひなた)(茨城)，聖長（兵庫）鉱山の生産増が著しい。群馬県は1.3万tから0.2万tと10年内に激減した。なお，九州地区の滑石として生産されているもののうちには，蛇紋岩を採掘し道路用に出荷しているものもある。

g) ベントナイト，酸性白土

通商産業省の砕石法の統計によると1972年ベントナイト生産量4814t，酸性白土16.94t，である。ベントナイトの主要産出量は群馬県22万t，山形県9万t，岡山県6.5万t，福岡県6万t，新潟2万tなどとなつている。このうち岡山のものはベントナイトと呼ぶよりも雑粘土に呼ぶべきかも知れない。酸性白土は新潟県11万t，山形県3.7万tである。ベントナイトの生産量はアメリカ合衆国に次いで世界で2番目の産出量である。

### 骨材

わが国の骨材の需要および供給は1963年から1973年に至る10年間に2.7倍に急増している（第3表参照)，骨材供給の面からこの10年間の動向を調べてみたい。

a) 河川砂利（河川敷内で採取する砂，砂利，礫）は1963年度，天然砂利（河川砂利，山砂利，陸砂利，海砂利の総称）の94%を占めていたが，国の規制によつて10年後生産量で1/2，比率で25%に低下した。1973年1級水系からの採取量と第2級水系からの比率は88：12である。地方別では北海道，関東，北陸がいずれも10万 $m^3$ を越えている。

b) 山砂利（第四紀の段丘礫層，第三紀の礫層を採取するものを指す），陸砂利（現在田畑の下になつ

第3表　骨材の需給量（単位　100万 t）

| | 骨材名および用途 | 1963年度 | 1973年度 |
|---|---|---|---|
| 需要 | コンクリート用 | 234 | 539 |
| | 道路・道床用 | 63 | 260 |
| | 合　計 | 297 | 799 |
| 供給 | 河川砂利 | 234 | 110 |
| | 山砂利 | — | 140 |
| | 陸砂利 | 9 | 113 |
| | 海砂利 | △ 7 | 70 |
| | 小　計 | 250 | 433 |
| | 砕石 | 43 | 341 |
| | 人工軽量骨材 | — | 3 |
| | 天然軽量骨材 | 0.6 | 7 |
| | 鉱滓その他 | 3 | 15 |
| | 輸入 | 0 | 0 |
| | 合　計 | 297 | 799 |

△　海岸砂利

（通商産業省・建設省資料）

ているような旧河床の砂礫）は河砂利が採取規制をうけたためにこれに代つて採掘されてきたものである。採取跡は凹地となり災害を起すので埋戻しすることになつた。山砂利は関東地区から全国の75％を産出し，関東地区では千葉県が全国の70％を産出する。陸砂利も関東地区が全国の34%，栃木(9％)，新潟(6.3%)，茨城（4％）が主産県である。

c)　海砂利は産出地が片寄ている，すなわち，全国産出の海砂利は28.3×10⁶m³（統計にあげられているもので，約45×10⁶t，前表の70×10⁶t との差は統計もれは推計したもの）であるが，このうちの92%は，中国，四国，九州地方から供給されている。さらに詳しくのべれば，全国産の57%は広島，香川，岡山，山口，愛媛，徳島，大分（産出量の順）など瀬戸内海に面する県から，すなわち，瀬戸内海から産出している。その他の海砂利は，福岡県（全国の18%），高知，長崎，鹿児島県（それぞれ4％）から産出する。

d)　砕石は1973年度341×10⁶t の生産であるが，主要産出地方は，東京地方19%，大阪地方18%，九州地方16%，主要産出県は，兵庫30%，山口，福岡ともに5％，愛知，福島，岐阜，大阪ともに4％の割合で出荷の比率を占めている。岩石別では341×10⁶t のうち，安山岩28%，砂石28%，花崗岩9％，玄武岩6％，粘板岩4％となつている。

e)　人工軽量骨材は，メサライト，ビルトンなど，天然軽量骨材は大島，浅間などのスコリア，軽石である。

## V. おわりに

本稿は，本誌83巻6号（1974）と本号の2回に亘つて掲載させていただいたものである。本稿は最近10年間のわが国の非金属鉱業界の動向を生産量の点から述べたものである。やや平面的な記載であつたが，非金属鉱業界について，多少とも御理解を深めていただいたと思う。しかし本稿に掲げた個々の鉱山名，産地名は，一般の方々には馴染のないものが多かつたと思うが，おゆるしを賜り度い。

この報告を書くに当り，都立大学中村和郎先生ならびに地質調査所井上英二氏に多くの労を賜つた。記して感謝の意を表します。　　(1975年月9日8受理)

## 書評と紹介

**気象庁編集：気象百年史　B5版　本文740頁　口絵16頁，同　資料編　B5版　本文442頁　写真48頁，1975年3月　気象庁発行**

1875年（明治8年）6月，赤坂葵町において，イギリス人ジョイネルによつて，1日3回の定時気象観測が始められた。気象庁では毎年6月1日を気象記念日とし，式典を行なつているが，1975年には第100回の記念式が行なわれた。この機会に気象百年史の発行が計画され，昭和46年から約4年を費して編集された大部の書物がこのたび刊行された。本書は，わが国の気象事業の歴史が記述されていることはもちろんであるが，それと同時に気象学をはじめ，海洋学，地震学，火山学，地球電磁気学などのわが国における地学百年の歩みを知る貴重な資料でもある。

本書は2冊に分れていて，そのうちの1冊は資料篇となつている。次に内容を順を追つて紹介する。

まず本書は，冒頭に現在の気象事業を象徴的に表わす美しいカラー口絵写真と気象事業のうつりかわりを示す若干のモノクローム写真が口絵に載つている。本文はⅠ．通史，Ⅱ．部門別史，Ⅲ．官署来歴，Ⅳ．年表略伝の4部に分れる。Ⅰ．通史は11章292頁から成り，総括，前史，気象事業の誕生，気象事業揺籃期，気象事業の確立，明治の天気予報，明治気象界の話題，大正期における気象事業，大正期より昭和期の気象事業，昭和期—2—，昭和期—3—が章名である。これからもうかがえるように，明治初期の気象事業の確立するまでの時期の記述が非常に詳しく書かれていることが一つの特色である。資料篇に収録されている文書とともに，この機会を逃してはおそらく忘れ去られてしまい，収集も不可能になつたかもしれないと思われる貴重な成果といえるだろう。前史の中には，明治以前のわが国の気象に関する知見が書かれている。また大正以後の気象事業の発展の系譜が各方面にわたつて細かく記述されているだけでなく，国際会議や大学における気象教育にも及んでいる。これを通読することによつて，その時代の地学上の主要な課題や，気象事業の変遷を知ることができて興味深い。

Ⅱ．部門別史は19章に分れている。章名は気象観測，測器，気象の統計と資料，図書資料の管理業務，高層気象観測，気象衛生，通報・通信，天気予報—1—(短期予報)，天気予報—2—数値予報，天気予報—3—長期予報，海上気象・観測船，海洋，南極，地震・火山，研究，航空気象，応用気象，災害，広報と部外の気象教育で，全体で142頁である。この部門別史では，単に気象事業の部門別推移を描くだけに留まらず，たとえば観測技術や気象測器の変遷や資料処理の方法の変化，天気予報技術の発達の経過，気象学・海洋学・地震学などの研究の発展の大勢，災害の歴史的変遷など広範な記述がされている。

Ⅲ．官署来歴は，全体で85頁で，次の8章に分れている。総括，諸官署来歴，気象研究所，高層気象台，地震観測所，地磁気観測所，気象大学校，気象通信所，この部門は，いわば気象庁の付属機関で，本庁や地方機関については，諸官署来歴の一章の中に要約されているだけである。これは，Ⅰ部の通史の中に多くの部分が記述済みであり，これに洩れたものについては，資料篇の中に掲載をする方式をとつているからであろう。Ⅲ部の気象研究所以下の付属機関は，気象通信所を除けば，気象庁付属の研究・教育機関的色彩を濃厚に持つているところである。元来，気象庁は中央気象台時代においては文部省に所属し，全体に研究機関的性格が強かつたが，戦後，時代の変化と社会的要請に伴つて，気象庁となるに及んで，行政機関に変貌してきた。今日でもなお気象庁内に研究者は多く，業務と密着した研究が行なわれているが，この付属機関の今後果さなければならない役割は大きい。Ⅲ部は，このような付属官署に主体を置いた通史である。

Ⅳ．年表・書目は年表，書目の2章から成り，全部で120頁である。この部門は根本順吉氏の担当であるが，気象百年の集大成ともいえる非常な労作である。気象百年史年表は，百年史編集のために特別に作られたカードのほか，既刊の多くの文献・資料をもとにして作られたということで，精細なものである。明治以前の年表は，気象学関

連事項，科学史（主として地球科学）関連事項，一般事項の三つの欄に分けられ整理されている。冒頭の記述は，気象学関連事項では1456年村上山城守雅房「航行要述」第３巻は天気三部，科学史関連事項では1513年アラミノス(スペイン)，メキシコ湾流発見，一般事項では1402年近畿・奥羽大干ばつとなつている。明治以降は上記三項目のほかに災害・自然の項目が加わつている。この年表によつて，気象事業百年の歩みを見るだけでなく，日本の地球科学百年の歩みとそれらの背景をも展望することができる点ですぐれている。第２章の書目は，昭和期以降に刊行された気象学を中心とした図書目録で，選出の基準は，気象プロパーの分野で比較的大きな影響を与えたものを目標として一応の基準としたということで，和書のほか，英語で書かれた書物を中心に洋書が収録されている。

資料編はⅠ．来歴文書，Ⅱ．各種史談類，Ⅲ．人名録・略伝，Ⅳ．写真集の４部から成つている。Ⅰは主として気象官署の来歴文書であるが，公文書以外に，長文であるため「気象百年史」の本文中への引用を避けて，一括収録されたものも含まれている。内容は次の11章に分かれ多数の文書が収録されている。お傭い外国人に関する公文書，気象事業に関する公文録，予報警報業務開始につきクニッピングの提出せる文書及び記述，気象業務関係法規及び規定，中央気象台沿革記録，中央気象台一覧(抄)―明治36年―，部外の気象観測記録，大正期，昭和期―１―，同―２―，同―３―。

Ⅱは多くの先人達の執筆した史談類で，全体が13章から成つている。歴代気象庁長官の随筆のほか，明治大正期から現代までのいろいろな業務などにまつわる史談のほか，南洋庁気象台，函館海洋気象台，沖縄気象台，富士山測候所の官署の歴史が掲載されている。個人が関連の深かつた気象事業などのいろいろな問題について書いたものをまとめてあり，先人の忘れ去られた苦労やかくれた歴史の真実を読み取ることが出来，興味深い。

Ⅲは人名録と略伝で，気象官の歴代官署長と在任期間の表と，中央気象台長，気象庁長官および気象業務に特別に功績のあつた職員（物故者66名）の経歴・業績が掲載されている。

Ⅳは写真集で，明治21年11月１日に開かれた第１回気象協議会出席者の写真をはじめ明治以来の気象庁の変遷や地方官署の写真，天気図などの資料，測器などの写真，関東大震災や室戸台風をはじめ各種災害の記録写真などが掲載され，その多くが今日すでに貴重な資料となつている。

本書は大部のもので，限られた紙面の中にその内容を充分に紹介することは，非力な紹介者のとうていできることではない。本書の編集は根本順吉氏を中心に多くの気象関係者の協力によつてなされたものである。尨大な資料を取捨選択し，まとめることは容易なことではない。各章の分担執筆をされた委員の個性と判断がかなり色濃く出ることは，むしろ当然であろう。内容的に若干の精疎が見られるのも止むを得ない点である。百年を展望すると言う点で，ややもすれば新しいところほど詳しくなり，古い時代は簡単になるという弊害を完全に克服された点は，何ものにもかえ難い功績である。紹介者の個人的な感想では，むしろ，変化のテンポの早い最近の部分の記述がもう少し多くてもよかつたとさえ思われる。

本書はその性格上，地学関係者一般に発行を周知する手段がとり難く，入手が現在ではほとんど不可能なことは残念であるが，わが国の気象百年を記念して，このようなすぐれた百年史が刊行されたことを喜びたい。そして気象官署や関係の大学の教室などに所蔵される本書が，広く利用されることを望みたい。　　　　（河村　武）

## 協会記事

**編集委員会**（昭和50年9月8日）

出席者：

矢沢委員長，安斎，井上，河村，神戸，佐藤(久)，式，諏訪，高崎，前島，前田各委員

議　事：

1）地学雑誌第84巻5号の編集を確認。

2）地学雑誌第84巻6号の編集。

**理　事　会**（昭和50年9月22日）

出席者：

坪井会長，末野副会長

岩生・川上・西川・矢沢理事，岡山監事

議　事：

1）次の正会員入会を受理した。

伊藤和明，鎌田泰彦，吉田鎮男，，大藤直明，稲森　潤，堀井正治

**日本地学史資料調査委員会**（昭和50年9月27日）

出席者：

小林委員長，岡山，諏訪，川上，湊，今井各委員

議　事：

1）今後の計画について審議した。

**編集委員会**（昭和50年10月14日）

出席者：

矢沢委員長，安斎・神戸・諏訪・前島・前男各委員

議　事：

1）地学雑誌第84巻6号以降の編集について審議した。



地 学 雑 誌 第809号　昭和50年10月20日印刷
昭和50年10月25日発行
編集兼発行者　矢　沢　大　二
印 刷 所　一ツ橋印刷株式会社
東京都品川区上大崎3-12-15
発 行 所　社団法人 東 京 地 学 協 会
東京都千代田区二番町12の2
郵 便 番 号 1 0 2
電 話 東 京 (261)0809番
振 替 口 座 東 京 66278番

## 東京地学協会取扱い出版物

### $\frac{1}{5万}$ 地質図説明書付き（除△印）

160円
165円
松
西部
三崎
館
小島
肥
田
本
水
泊
水
龍
岬
方
島
立
住
知
内
岐
元島
市
島
本
山

00円
65円
穂
湖
山
尾
田
合
走
田
岳

飯田
伊万里
岩内

羽前金山
宇部
宇部東部
内の浦

襟裳岬
遠別

大江山
大垣
大迫
大畑
近江長浜
大村
奥津
鬼鹿
尾花沢
小浜
雄冬
渡島大島

海南
鯛ノ浦
加子母
金木
加治木
鹿屋
釜石
上里
上猿払
唐津
冠島

霧島山
北見

鞍岡

甲府
小口瀬戸
国分
国領
昆布森

佐用
猿留

塩尻
志布志
城端

周皿
須坂
砂川
諏訪

川内

鷹巣
田沢湖
但馬竹田
達布
田並
太良鉱山
丹後由良

近川
智頭

月形
土淵
都農

当別
動木
苫前
富高
富山

那智
男体山

仁位
西徳富

沼田

根雨

鋸崎

羽島
初浦
羽幌
浜益

美幌
燧岳
肥前高島付野母崎
日奈久
日向青島
平戸
弘前
肥前江ノ島

深浦
船津
幌泉

母衣月
三島
三田井
三厩

森吉山
門別

焼石岳

米子
呼子

陸中野田

留萌

涌谷
若柳

各 890円
〒 165円
大屋市場
草津
五所川原
田老
津山東部
徳舜瞥
人首
妹背牛
△横田

850円 〒165円
山形市北部地質図

各 1,390円
〒 225円
磯浜
魚津
臼杵
川尻
金華山
熊石
久遠
五城目
竹貫
那珂湊
陸奥川内
米内沢

各 1,510円
〒 225円
大樹
飛騨古川

各 2,390円
〒 350円
蓼科山
浜松

---

195円
・大山 1組 600円
本・郷ノ浦 〃 600円
・霞露岳 〃 600円

大間・佐井 1組 600円

阿田和・新宮 1組 890円
伊予高山・八幡浜 〃 890円
掛塚・見付 〃 890円
邑知潟・虻が島 〃 890円

## 東京地学協会取扱い出版物

### 地質調査所報告

| 号 | 各 〒 300円 | 定価 円 |
|---|---|---|
| 156 | 地震探鉱反射法の研究 | 300 |
| 160 | 兵庫県西播地域工業水源地域調査報告 | 470 |
| 161 | 山形市付近の天然ガス地化学調査報告 | 500 |
| 162 | 秋田県小坂鉱山の母岩の変質 | 450 |
| 164 | 火薬爆発によつて生ずる雑振動および反射波の実験的研究 | 450 |
| 165 | 北海道のチタン資源 | 550 |
| 168 | 宮崎県小林市付近天然ガス調査報告書 | 450 |
| 176 | 北海道のクロウム鉱床 | 400 |
| 182 | 地震探鉱における群設置法と多孔爆発法の研究 | 370 |
| 184 | 弾性波パルスの伝播に関する研究 | 400 |
| 185 | 上部石狩層群堆積過程における豊里堆と芦別沈降盆地 | 460 |
| 186 | 八幡油田鹹水の地球化学 | 620 |
| 188 | 地表付近の天然放射能によるガンマ線強度分布について | 400 |
| 189 | 青森県尾太鉱山の硫化鉱物中の微量成分について | 350 |
| 190 | 日本におけるウランの産状 I | 1,300 |
| 191 | 琵琶湖東方地域二畳系の紡錘虫の研究 | 1,000 |
| 193 | 北海道庶路地域の炭田ガスについて | 470 |
| 194 | 天草下島教良木層産始新世有孔虫類 | 470 |
| 197 | 北海道中軸帯白堊系の堆積について | 800 |
| 199 | 硫化鉱物の微量成分の地球化学的研究 | 420 |
| 200 | 本邦クロム鉱床の成因的研究 | 580 |
| 220 | 北海道の鉄資源 | 550 |
| 221 | 北海道常呂地方のスピライトと含マンガン赤鉄鉱鉱床 | 470 |
| 226 | イラン国北西部のアングラン鉱山 | 430 |
| 235 | 北西九州古第三紀砂岩中のジルコン一ざくろ石一電気石比がもつ地質学的意義 | 500 |
| 248 | 西南日本内帯の "夜久野複合岩体" 中の変はんれい岩とその関連岩類 | 700 |
| 252 | 草津一万座地熱地域の地質学的リモートセンシング | 1,200 |
| 254 | 爆破地震による地震波速度の時間的変化に関する研究 | 950 |
| 255 | 異なつた三つの環境下における現世海底堆積物中の重鉱物組成 | 900 |
| 特別号 | (C) ゲルマニウム資源について | 330 |
| 特別号 | (5) 爆破地震動観測資料より得られた松代群発地震域の地下構造 | 1,050 |
| | 日本の学者による中国本土に関する地理学的研究著書・資料・論文目録 (1935—1950) | 200 〒135 |

**地質調査所月報** 毎月発行, 1カ年 (昭, 50年)11,000円

**地学雑誌** 隔月発行, 1カ年 5,700円

**備考** ご注文はすべて前金, 正会員は定価の1割引。

# 地學雜誌

# JOURNAL OF GEOGRAPHY

Vol. 84, No. 6 (810), 1975



目　　次



## CONTENTS



**TOKYO GEOGRAPHICAL SOCIETY**
(TOKYO CHIGAKU KYOKAI)
*Founded in 1879*
Nibancho, Chiyoda-ku, Tokyo

## 東京地学協会取扱い出版物

### 1/50万 地質図 各〒 135円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 東京 | 890 | 金沢 | 1,280 |
| 八丈島 | 500 | 岡山 | 1,280 |
| 奄美大島 | 500 | | |

### 1/20万 地質図 各〒 135円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 石巻 | 440 | 深浦 | 620 |
| 大分 | 440 | 松山 | 620 |
| 男鹿島 | 440 | 宮津 | 620 |
| 唐津 | 440 | 稚内 | 620 |
| 高知 | 440 | 岩内 | 870 |
| 野辺地 | 440 | 天塩 | 870 |
| 羽幌 | 440 | 広尾 | 870 |
| 輪島 | 440 | 尻屋崎 | 870 |
| 青森 | 620 | 鳥取 | 1,140 |
| 網走 | 620 | 北見 | 1,140 |
| 伊良湖岬 | 620 | 剣山 | 1,140 |
| 酒田 | 620 | 斜里 | 1,140 |
| 新庄 | 620 | 留萠 | 1,140 |
| 標津 | 620 | 帯広 | 1,310 |
| 苫小牧 | 620 | 豊橋 | 1,310 |
| 七尾富山 | 620 | 知床岬 | 1,310 |
| 根室 | 1,140 | | |

### 各〒 165円

| | | |
|---|---|---|
| 1/200万 | 日本地質図 | 1,090 |
| 1/200万 | 日本温泉分布図 | 1,280 |
| 1/200万 | 日本変成相図 | 700 |
| 1/200万 | 日本の火山 | 1,490 |
| 1/200万 | 日本炭田図 | 890 |
| 1/200万 | 日本鉱床生成図 (14) | 720 |
| 1/200万 | 日本鉱床生成図 (15) | 940 |
| 1/ 20万 | 中部地方領家帯 | 2,100 |
| 1/ 50万 | 後期新生代地質構造図東京 | 1,280 |
| 1/ 50万 | 地質構造図秋田 | 1,090 |
| 1/2万5千 | 佐世保北部 | 1,090 |
| 1/2万5千 | 生駒山地西麓部 | 830 |
| 1/2万5千 | 兜首 | 830 |
| 1/ 10万 | 石狩沖積低地 | 1,240 |
| 1/ 50万 | 第四紀地殻変動図近畿 | 1,580<br>〒 195 |

| | |
|---|---|
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 I | 610 |
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 II | 590 |
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 III | 560 |
| 北海道金属・非金属鉱床総覧 IV | 1,490 |

### 1/7万5千 地質図 説明書付き 各〒 165円

| | | | |
|---|---|---|---|
| 兜首 | 620 | 徳島 | 620 |
| 高松 | 620 | 勿来 | 620 |

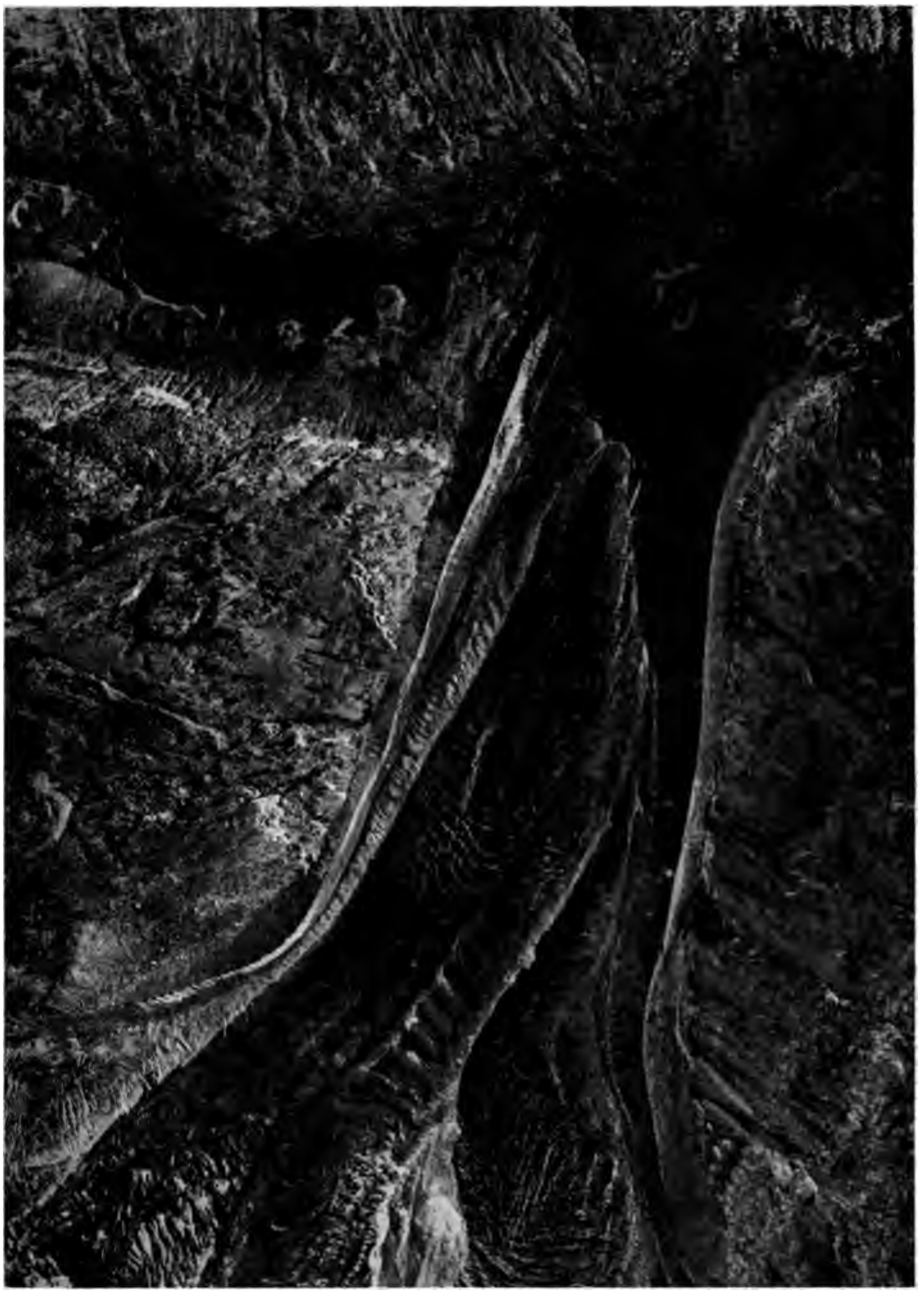
### 各〒 195円

| | | |
|---|---|---|
| 日本油田ガス田図(I) | 青山奥 | 820 |
| 日本油田ガス田図(II) | 横浜 | 820 |
| 日本油田ガス田図(III) | 横須賀 | 820 |
| 日本油田ガス田図(VII) | 魚沼 | 3,410<br>〒350 |
| 日本油田ガス田図(VIII) | 本宿 | 1,510 |
| 日本油田ガス田図(IX) | 七谷 | 820 |
| 日本油田ガス田図(X) | 茂原 | 2,140 |
| 日本油田ガス田図(XI) | 佐渡 | 1,510 |

| | | |
|---|---|---|
| 日本水理地質図(I) | 木曽川左岸・矢作川・豊川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(IV) | 山梨県釜無川および笛吹川流域 | 650 |
| 日本水理地質図(V) | 香東川・土器川・財田川流域 | 650 |
| 日本水理地質図(VI) | 愛媛県金生川・加茂川・中山川・重信川流域 | 650 |
| 日本水理地質図(VII) | 千葉西部 | 650 |
| 日本水理地質図(VIII) | 奈良県大和川流域 | 650 |
| 日本水理地質図(X) | 関東平野北西部 | 650 |
| 日本水理地質図(XI) | 長野県松本盆地 | 650 |
| 日本水理地質図(XII) | 兵庫県南西部 | 840 |
| 日本水理地質図(XIII) | 佐賀・福岡県筑後川中流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XV) | 都城盆地 | 840 |
| 日本水理地質図(XVI) | 仙台湾臨海地域 | 840 |
| 日本水理地質図(XVII) | 高知県・鏡川・国分川および物部川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XVIII) | 福岡・大分山国川および駅館川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XIX) | 熊本県白川および黒川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XX) | 鳥取県日野川流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XXI) | 福岡県矢部川中流域 | 840 |
| 日本水理地質図(XXII) | 山梨・長野県釜無川上流域 | 1,110 |
| 日本水理地質図(XXIII) | 長野・群馬県湯川および吾妻川流域 | 1,390 |
| 日本水理地質図(XXIV) | 長野県千曲川中流域 | 1,390 |

| | | |
|---|---|---|
| 空中磁気図(I) | 酒田-村上-弥彦-糸魚川海域 | 1,030<br>〒 250 |
| 空中磁気図(II) | 稚内-利尻-遠別-留萠-札幌海域 | 1,030<br>〒 250 |
| 空中磁気図(VIII. IX. X) | 厚岸-浦幌-苫小牧-函館-富川-襟裳-積丹海域 | 1,030<br>〒 250 |

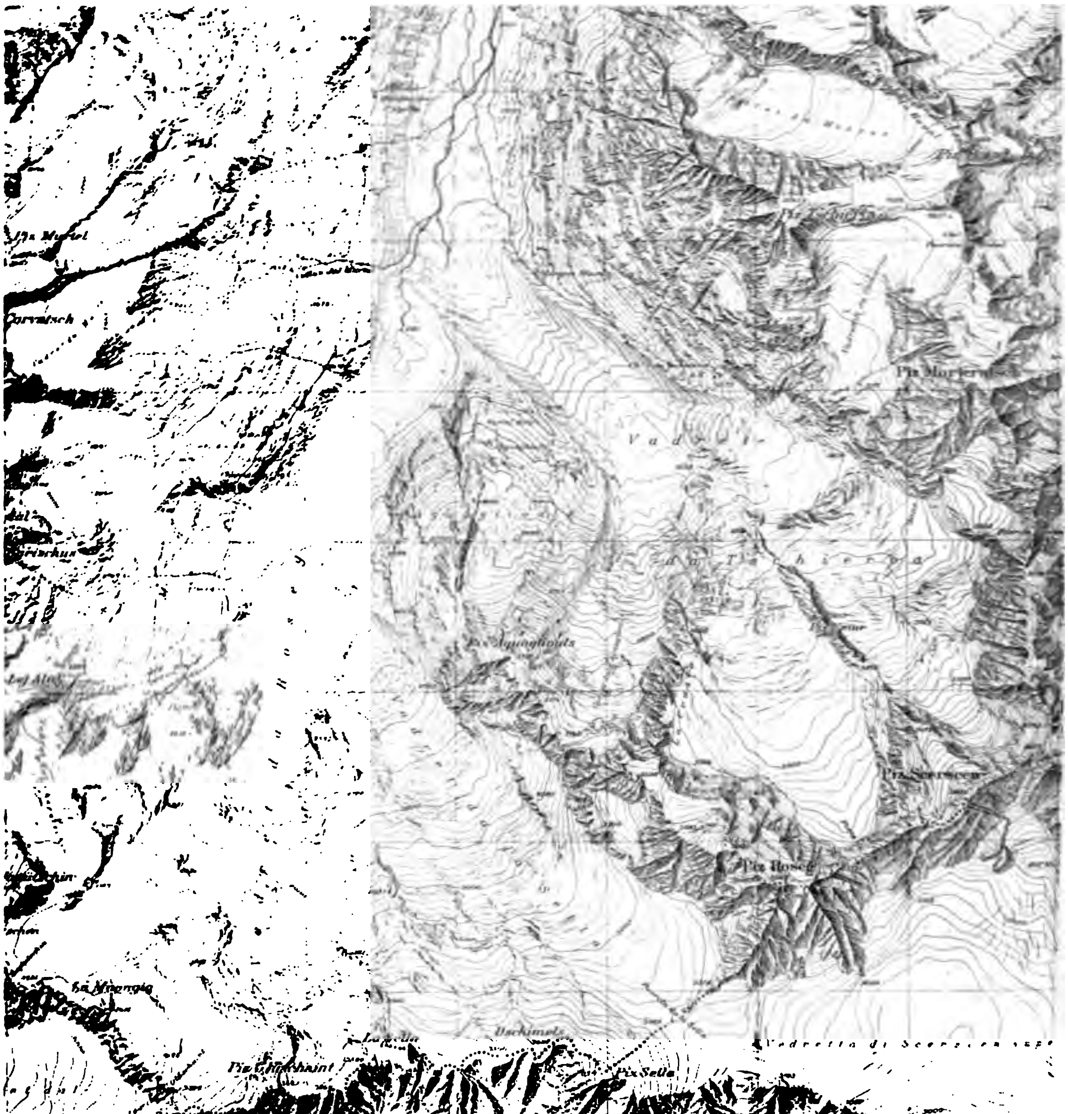
| | |
|---|---|
| 地質図幅目録図(昭, 50年版) | 620<br>〒 80 |



**Roseg および Tschierva 氷河の後退**

空中写真　Tschierva　氷河の氷舌（1971年9月2日スイス連邦地形測量局撮影．縮尺約1万9千分1）

Reproduction of the aerial photograph and the topographical map was permitted by EIDGE. LANDESTOPOGRAPHIE, Wabern/Bern, in 28 Feb. 1974.




スイスアルプス東部，Roseg および Tschierva 氷河付近の地形図．スイス連邦地形測量局 1964年発行（ただし氷河については1955年の状態を示している「M 1955‥‥本文参照」。原縮尺1：25,000を1：50,000に縮小した．

地域内の最高峯 Piz Bernina（4,049 m）は，図の右端中央やや下方にあり，注記が切れ，標高だけが表示されている．

（金窪敏知）

地学雑誌 84, 6 (1975)

# Roseg および Tschierva 氷河の後退

## ——空中写真判読および図化による測定——

金 窪 敏 知*

## Retreat of Roseg-and Tschierva Glacier, Eastern Swiss Alps

Toshitomo KANAKUBO*

**Abstract**

It is well known that glaciers in Europe have been remarkably retreating in recent period according to the climatic change. Roseg- and Tschierva Glacier, descending northwest slope of Mt. Bernina (4,049 m), eastern Swiss Alps, as a typical valley glacier system, is one of the example.

The author had a chance in his cartographic research at Zurich Technical University (ETH) to compile a topographical map of glacier, using the aerial photographs taken by Swiss Federal Topographic Survey (Eidge. Landestopographie) in 1971, and to compare it with the other topographical maps which are showing glacial conditions in 1934, 1955 and 1964 respectively.

As the result of comparison, it is recognized that the ice tongue of Roseg Glacier has been retreated about 1,000 m in 37 years from 1934 to 1971, while the ice tongue of Tschierva Glacier has been retreated about 800 m in the same period.

Behind the retreated Tschierva glacial tongue, undulating features of ground moraine are left in the form of river terraces according to the erosion by melted water. Lateral moraines at the both sides of the glacier have ,been built up as remarkable dykes with steep slopes and knife ridges. they have been, however, suffered from vigorous gully erosion on their slopes after the retreat of ice tongue. As the result of erosion, location of knife ridges were shifted outward. Especially on the left dyke the shift of ridge was reached about 70 m.

Since this left dyke of lateral moraine had been built as a huge crossing barrier over Roseg glacial valley, a large glacial lake was formed in Roseg valley in consequence of dam up of melted water from the glacial tongue.

In Tschierva glacial valley, half ring shaped features of old terminal moraine are recognized at the altitude of 2060 to 2070 m. According to Professor E. Spiess's opinion, these features have been formed by old glacial tongue in 1850 and are covered by bushes of Rhododendron juniperus nana. While on the ground moraine there are scarcely recognized vegetations on the aerial photographs taken in 1971. These facts

* 国土地理院，地図管理部 Geographical Survey Institute

perhaps show that the retreat of Tschierva Glacier amount to about 1,000 m during the period from 1850 to 1971 has been occured not gradually and continiously but suddenly after relatively long stable period. The author considers that the retreat of about 800 m, which is the greater part of total volume has been occured in recent 37 years.

On both mountain slopes of Roseg Glacier there are old moraine terraces which have been built in Ice Age. They keep still flat surfaces but their flanks present singular sight of badland and supply large quantity of detritus to make talus scarp.

Two block-stream features are recognized on the gentle slope of Mt. Aguagliouls. They are considered as successors of former ground moraines.

The author would like to thank Prof. E. SPIESS, Associate Prof. Ch. HOINKES and Mr. F. FURRER in Zurich Technical University for their guidance and assistance. And he is also indebted to Swiss Federal Topographic Survey for the permission to reproduce topographical map and aerial photographs.

## まえがき

1974年2月1日より6月30日までの間，筆者は科学技術庁の在外研究員の資格で，西欧諸国の地図作成機関を歴訪して，主として主題図ならびにアトラスの作成に関する研究に従事した。この間，とくに2月中旬より4月上旬まで，スイスのチューリヒ工科大学 (ETH) 地図学教室において，E. SPIESS 教授の指導のもとに，氷河末端部の地形表現に関する地図学実習を行つた。この実習は，スイスアルプス東部のPiz Bernina (4,049 m)に発する Roseg および Tschierva 氷河を題材として，空中写真図化・編集・製図を行うものであつたが，実習成果に表現された両氷河末端部の状態を，既存の地形図等におけるそれらと比較したとき，両氷河が最近の37年間にそれぞれ1,100 m および800 m 後退し，末端部周辺の地形にも著しい変化が生じていることが認められた。

本稿は，この氷河の後退現象と地形変化の状況を，図化に使用した空中写真の判読と既存の地形図等の相互比較にもとづいて報告するものである。なお，現地調査は実施していない。

実習にあたつて御指導頂いた E. SPIESS 教授，助言ならびに資料の提供を受けた同教室の Ch. HOINKES 助教授，水理学氷河学教室の KASSER，AELLEN 両教授，成果の複製に協力頂いた地図学教室の F. FURRER 実験助手の各位に紙上を借りて厚く謝意を表する。また，本稿に利用したスイスの1：25,000地形図「Piz Bernina」および1971年撮影の空中写真の転載については，スイス連邦地形測量局 (Eidge. Landestopographie) の承認を得た。

## I. Roseg および Tichierva の氷河

スイスアルプスの東部，イタリアとの国境に沿つて，Piz Bernina (4,049 m)，Piz Roseg (3,937 m)，Piz Sella (3,511 m) など，結晶片岩からなる高峯が連なる。これらの高峯が形成する山塊 (Bernina Decke および Sella Decke) の北西側斜面を下るのが，Roseg (ローツェクと発音するらしい) 氷河と Tschierva 氷河である。両氷河が氷期にかつて形成した谷は，Piz Bernina の北西約5 km の地点で合して，Inn 河上流の一支谷となる。両氷河はかつては合流していたと考えられるが，現在ではそれぞれ独立する。Roseg 氷河の谷は Tschierva 氷河の側堆石堤によつて閉塞され，氷舌の先端との間に小さな湖を生じている。

口絵裏の地形図はスイス連邦地形測量局発行の1：25,000地形図「Piz Bernina」の一部を1：50,000に縮写したものである。1964年発行であるが，氷河に関しては1955年の状況を示すと「注」がついており，また，イタリア側については，イタリアの資料にもとづいて編集されている。

この地形図によれば，Roseg 氷河は「本流」ともいうべき Vadret da Roseg 自身と，規模においてはほぼこれに匹敵する Vadret da la Sella との2氷河によつて構成されている。両者とも上流部は樹枝状に分岐して，3ないし4のカールを有する。Tschierva 氷河は2ケのほぼ規模の相匹敵する氷河（西側のものを Tschierva-A，東側のものを Tschierva-B と仮称する）と，若干これらより小さい Vadret dals Aguagliouls とから成つている。Roseg，Tschierva 両氷河とも樹枝状に分岐した支流をもつ谷氷河で，HOBBS のいうアルプス型（Alpine type）氷河の典型といえよう。

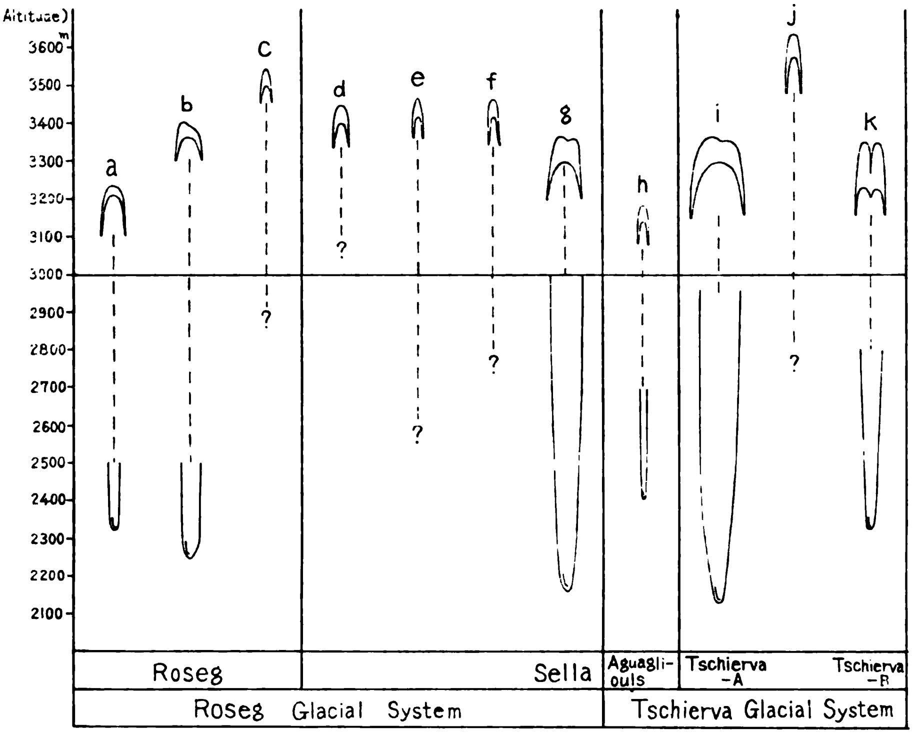



Fig. 1 Altitude of Glacial Cirque and Glacial Tongue.

Roseg 氷河系最上流部に並ぶ各カール底の高度をみると，Fig. 1 に示すように，西から，(a) 3,100～3,220 m，(b) 3,300～3,360 m，(c) 3,460～3,500 m，(d) 3,340～3,400 m，(e) 3,360～3,420 m，(f) 3,340～3,420 m，(g) 3,200～3,300 m である。(a)，(b)，(c) が Vadret da Roseg に，(d)，(e)，(f)，(g) が Vadret da la Sella に属している。

Tschierva 氷河系のカール底は，西から，(h) 3,080～3,140 m，(i) 3,160～3,300 m，(j) 3,480～3,580 m，(k) 3,160～3,220 m にある。(h) が Vadret dals Aguagliouls に，(i) が Tschierva-A に，(j)，(k) が Tschierva-B にそれぞれ属する。

これら (a)～(b) の 11 ケのカールについて，発達状況を知るために幅を地形図上で測定してみると，カール底の高度が 3,200～3,300 m にある (g) および (i) が幅600～700 m ともつともよい発達をみせ，これより高度が増減するにつれて発達が悪くなる。すなわち，高度 3,300～3,400 m では幅 200～500 m，高度 3,400～3,500 m では幅100～250 m，また高度 3,100～3,200 m では幅 200～400 m となる。このことは，山塊の原地形や気象条件，とくに積雪等カールの発達に関する諸条件が，この地域では高度3,200 m～3,300 m で最適になるよう働くためであろう。樹枝状のパターンをもつ，Roseg，Tschierva 両氷河系の平面的

な広がりの状況を地形図でみると，同じく標高3,200～3,300 m 付近がもつとも幅が広い。このカールの発達の優劣は，Fig. 1 に模式的に示されるように，下流部において合流氷河を形成したときの氷舌の発達の優劣に関連がある。

カール列の下部より，樹枝状の氷河系は次第に幅を減少すると共に傾斜が急となり，氷河表面には無数のクレバスが発達し，傾斜の極めて急なところでは氷瀑を生じている。隣接する支氷河間には島状のヌナタクが露われている。

明瞭な谷氷河の形態をみせるのは，Roseg 氷河では標高2,500 m 付近以下，Tschierva 氷河では 2,600 m 付近以下である。Vadret da Roseg と Vadret da la Sella ならびに Vadret da Tschierva-A, -B, および Vadret dals Aguagliouls はそれぞれ合流氷河となつて，側堆石堤および中央堆石の帯を形成する。

口絵裏地形図では，Roseg 氷舌の末端は標高 2,170 m 付近にある（Fig. 1 参照）。これは Vadret da la Sella のものであつて，名称からは〔本流〕であるべき Vadret da Roseg の氷舌は，2,240 m まで追跡できるものの，これより下流部では Dead ice 化していて不明瞭である。一方，Tschierva 氷舌では，A氷舌が2,120 m まで，B氷舌が 2,340 m まで，Aguagliouls 氷舌は 2,420 m までである。両氷河に挟まれた Piz Aguagliouls (3,118 m) を主峯とする山塊は，Err Decke の結晶片岩から成つているが，Tschierva 氷河の左岸側端石堤は，前述のように，この山塊の先端から Roseg 氷蝕谷を横断してこれを閉塞し，小さな湖を形成している。

両氷河の全長は，いずれも約 5 km である。

## II. 氷河末端部における既存資料と新たに作成した成果

いままでの記述に利用した 1 : 25,000 地形図は，本地域を概観するうえで，購入しうる最新かつ最大縮尺の地形図であるが，Roseg および Tschierva 氷河末端部に関して，筆者は幸いにも次の２点の資料をチューリヒ工科大学において入手することができた。

その一は，同大学地図学教室の Ch. HOINKES 助教授が学生を指導して，1966～67年に作成した縮尺 1 : 20,000 の地図である。この図は原縮尺 1 : 10,000を ½ に縮図したもので，５色刷である。原図は 1964 年８月撮影の空中写真を図化したものである。この図の作成目的は，本稿と同様，氷河の消長の地図表現にあり，1934 年夏における氷河の状態と，1964 年８月におけるそれとを，等高線の色を変えて重ね刷りし，比較できるようになつている。

他の一つは，上述の1934年夏における氷河の状態を示した，縮図 1 : 10,000 等高線図のコピイである。原図および図化に使用した資料を見ることができなかつたが，筆者が新たに写真測量によつて作成した等高線図（図化素図）と比較したところ，氷河以外の部分（山地斜面）でよく一致しているので，写真測量による図であることに間違いない。従つて，本稿の目的には十分な精度を有しているものと認められる。

次に筆者の実習成果図であるが，これはスイス連邦地形測量局が1971年９月２日撮影した空中写真（口絵参照）を，チューリヒ工科大学写真測量学教室のオートグラフＡ８を用いて図化し，スクライビングおよびマスキング法で製図したものである。縮尺 1 : 10,000 で７色刷とした。ただし，作業日数が限定されていたため，製図は図化範囲（１モデル）の ⅗ 程度とし，また前述のように 1934 年夏の等高線図の精度がよいので，山地斜面の等高線はこれを代用した。作成所要日数は，写測 11 日，製図７日，計 18 日である。

以下，記載の便宜上これらの地図を次のように略称する (Fig. 2)。

1) 1934年夏の氷河の状態を示す 1 : 10,000 等高線図（作者不明）→**M 1934**

2) 1955年の氷河の状態を示す 1 : 25,000 地形図（地形測量局）→**M 1955**

3) 1964年８月の氷河の状態を示す 1 : 20,000 地形図（原図は 1 : 10,000, HOINKES 外）→**M 1964**

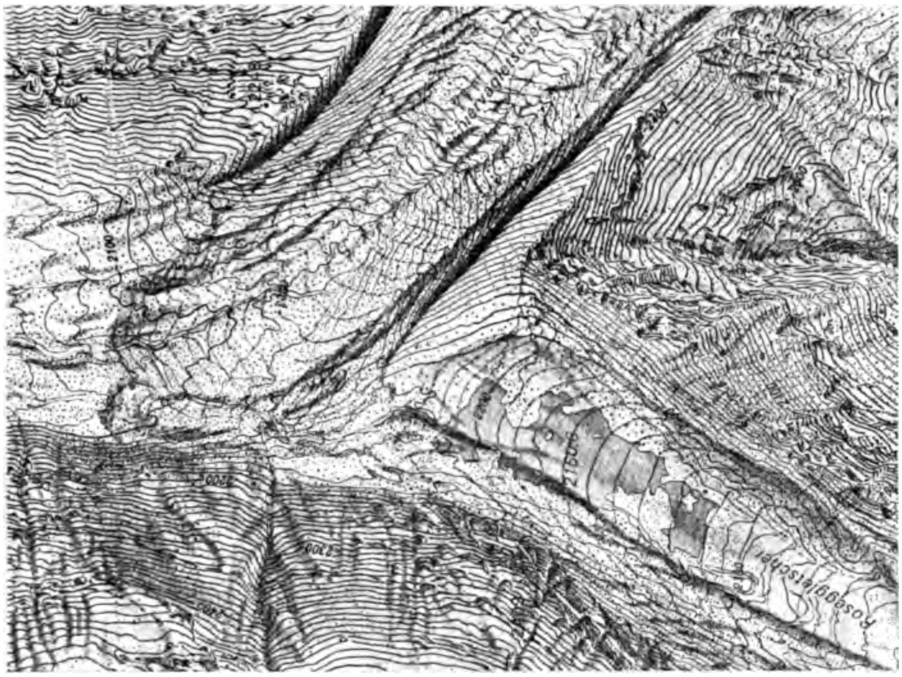


Fig. 2-2 〔M 1964 (M 1934が加刷してある)〕
(Ch. HOINKES, B. WARTMANN Zürich 1966/67)

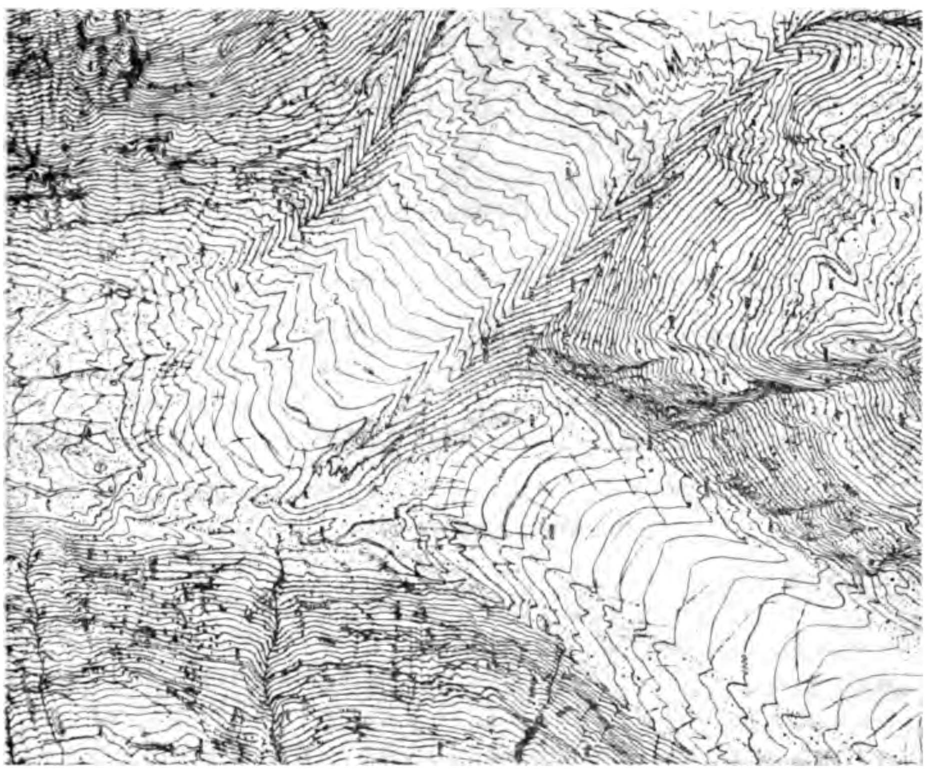


Fig. 2-1 〔M 1934〕

Roseg and Tschierva Glacier 1 : 20,000



Fig. 2-3 〔M 1971〕
Roseg-および Tschierva 氷河（金窪 1974）

4）1971年9月の氷河の状態を示す1：10,000地形図（金窪）→**M 1971**

なお，M 1934 と M 1971 は比較の便宜さと紙面のスペースとを考慮して，M 1964に揃えて縮尺を1：20,000で表示した。また，M 1971 を作成するために使用した空中写真のステレオペアは次の通りである。

No. 4280 および No. 4281，1971年9月2日スイス連邦地形測量局撮影，f＝152.87 mm，縮尺約1：19,000。

## III. 読図による氷河の後退

**(1) 1934年夏の状態**（Fig. 2-1，M 1934 参照）

M 1934 によれば，Tschierva 氷舌はほぼ標高2,100 m 付近まで伸びていたようである。それは，等高線の形，クレバスの表示，水流の発生状況，砂礫記号の配置などから推定される。氷舌の中央やや右岸よりには中央堆石が認められる。M 1955から推して，左岸側の発達のよい方が Tschierva-A，右岸側のが Tschierva-B の氷舌である。A氷舌の上，とくに標高2,400 m より上流では等高線に著しい乱れを生じており，クレバスの発達が顕著である。側堆石堤は両岸ともよく発達しており，鋭いナイフリッジを示す。

比高は，たとえば左岸堤2,300 m 付近で，氷河側から 20 m，山地側から 50 m 以上もある。この左岸堤は Roseg 氷蝕谷を閉塞し，Roseg 氷舌はこの堆石堤の裾，標高 2,170 m まで一杯に張り出している。この氷舌は Vadret da la Sella のものである。さほど明瞭ではないが側堆石堤もあり，標高 2,300 m 付近で 10 m 内外の比高を有する。Vadret da Roseg 氷舌は，この範囲では Dead ice 化していて不明瞭である。

**(2) 1955 年の状態**（口絵裏地形図参照）

M 1955 による氷河の状態については，先きに地域の概観のさい触れたが，これを 1934 年夏の状態と比較すると，次のような変化が認められる。

（イ）氷河自身の後退　21年間に Tschierva 氷舌は（最先端のA氷舌で測ると）約400 m 後退している(Fig. 3)。同期間に Roseg 氷舌は (Sella 氷舌で）約500 m 後退している。氷舌の末端高度は，Tschierva A で 1934 年に2,100 m であつたものが1955年には 2,120 m に変化した。Sella では2,170 m であつたものが，これはほとんど変つていない。

（ロ）氷河湖の生成　Sella 氷舌では，後退したあと，Tschierva 氷舌左岸堆石堤との間に，新たに小湖を生じている。湖面高 2,161 m，面積約 0.4 $km^2$ である。

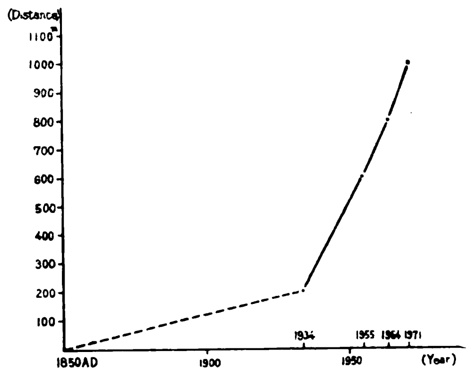



Fig. 3　Retreat Speed of Tschierva Glacier.

（ハ）底堆石の出現と段丘化　Tschierva 氷舌では，後退したあとに底堆石が現われている。融氷水が河系の先端を伸ばし，底堆石を侵蝕して崖を作り，これを段丘化している。

（ニ）側堆石末端部の露出　Tschierva 氷舌では，その後退に伴い，左右の側堆石堤の末端部が広く露出した。その結果，その氷河側斜面の著しい侵蝕とそれに伴う構成物質の崩落，匍行などにより，底堆石上への再堆積が始まつている。Sella 氷舌では，とくに右岸側の山地急斜面からの崩落物質の供給が盛となり，側堆石堤を巻き込んだ形で崖錐が作られている。

**(3) 1964 年の状態**（Fig. 2-2，M 1964 参照）

さらに 9 年後の M 1964 では，1955 年の項で述べた（イ）～（ニ）の諸現象がなおも促進されている。

（イ）氷舌の後退　Tschierva 氷河では，A氷舌がさらに約 300 m 後退している（Fig. 3)。末端高度は 2,120 m と変らないが氷舌表面の流水がかなり顕著な谷形を刻んでいる。Sella 氷舌はさらに約 300 m 後退した。末端高度は 2,170 m でほとんど変らない。

（ロ）氷河湖の拡大　Sella 氷舌末端の湖は，幅250 m，長さ700 m，面積約1.5 $km^2$ に生長した。湖面高 2160.6 m は変化がない。

（ハ）堆石地形の変化　底堆石および側堆石の地形変化の状況は，1955 年の状態をさらに促進する形で進んでいる。

**(4) 1971 年の状態**（Fig. 2-3，M 1971 参照）

さらに 7 年後である。基本的には今までの変化の継承であるが，さいわい空中写真の実体視による観察が可能なので，非常に多くの情報が得られている。従つて，まず，今まで述べてきた変化の最新段階を略述したのち，Ⅳ. 節にあらためて写真判読により知りえたことがらについて述べる。

（イ）氷舌の後退　Tschierva A 氷舌はさらに約 100 m（Fig. 3)，Sella 氷舌は約200 m 後退した。末端高度はそれぞれ2,150 m，2,170 m である。

（ロ）氷河湖の拡大　氷河湖は幅最大 250 m，長さ 850 m，面積約 1.6 km² である。排水口に近い北半部の湖岸線は1964年とまつたく同じで固定化し，氷舌に近い南半部の湖岸線のみが変化している。水面標高はほとんど変化はない（図化に当つて，周辺山地の三角点を基準に測定したところ，湖面標高は 2.162m であつた)。

（ハ）堆石地形の変化　これについてはIV. 節で述べる。

## IV. 写真判読による氷河末端部およびその周辺の情報

口絵の空中写真は，図化に使用したものと同じ1971年撮影のものの一部である（スペースの関係で No. 4280 のみ単写真で表示した)。中央に下から伸び出ているのが Tschierva 氷河で，湖のある谷に末端だけ見えているのが Roseg (Sella) 氷河である。

(1) **Tschierva 氷舌の状態**

Tschierva 氷舌は三つの部分に分けられる。中央部のもつともよく発達しているのが，A氷舌，その右側に寄り添うように付着するのがB氷舌，左側に細長く途中切れんばかりになり，かつほとんど Dead ice 化しているのが Aguagliouls 氷舌である。A氷舌とB氷舌の間には中央堆石の小高く盛上つた帯があるが，A氷舌と Aguagliouls 氷舌との間には中央堆石がほとんど認められず，逆に浅い溝となり融水による細流が僅かに下刻している。A氷舌上にはこの細流と同じような細流が認められ，いずれも氷舌の先端の急傾斜部で比高 50 m ほどの急瀬を刻んでいる。

氷舌上にはまた，無数のクレバスが発達している。クレバスは互いに平行に走つて皺を作るが，氷河の流下方向に対して，直交，斜交および平行の3群に区分できる。クレバスは万年雪田から氷舌に移る傾斜の急変部において発達がよく，ここでは流下方向に対して直交するクレバスが主で，かつ規模が大きい。これより下流部では氷舌各部の運動速度の大小に応じて，クレバスの流下方向に対する直交性が崩れ，斜交するものが生じている。当初は彎曲しながらもクレバス相互の平行性が維持されているが，彎曲の度合が大きいところで，2方向のクレバス群が相互に交わるようなパターンに変化している。流下方向に平行なクレバス群は，氷舌の両側が山地斜面で限られている部分から開けたところに出た場合や，氷舌の最先端などに認められる。

氷舌の表面でクレバスが異常に少い部分がある。Tschierva A 氷舌でいうとほぼ標高 2,550 m から 2,460 m までである。この部分における勾配は 50 m/300 m = 1/6 程度で，氷舌の他の部分と比較してもつともゆるい。

Tschierva 氷河は極めて顕著な側堆石堤をもつ。左右岸とも発達がよく，左岸では標高 2,650 m に始まり，そのナイフリッジは 2,180 m まで続く。これより下流側では侵蝕されて低平化し形も崩れてくるが，Roseg 氷河の谷を閉塞するように伸びており，湖水から落ちる河流（Roseg 川）によつて断たれる標高 2,150 m の地点まで追跡できる。

右岸側堆石堤は，標高 2,600 m に始まりこれもナイフリッジを作る。2,270 m 付近でリッジは2本に分岐する。リッジの先端は標高 2,130 m まで追跡できる。標高 2,600 m より上流にもかつて側堆石堤の延長があつたと推定されるが，山地斜面からの崖錐により覆われている。崖錐は，堆石堤の始まる地点より上流側では氷河に落ち込んでいるが，下流側では山地斜面と堆石堤との間の溝状の凹地を埋めるように堆積している。

側堆石堤と氷河表面との比高は，場所によつて異なり，小さいところで 20 m，大きいところ，とくに氷舌先端に近いところで 100 m に達する。堆石堤の斜面は非対称形で，氷河側に急，山地斜面側に緩である。氷河側には相互に密接した多数のガリーが発達して，櫛の歯状に堆石堤を侵蝕し，その裾にエプロン状の堆積地形を形成している。山地斜面側にはガリーの発達がほとんどなく，好対照を示している。

側堆石堤の侵蝕状況を，M 1934，M 1964，M 1971 の3者のコンターで比較してみる。

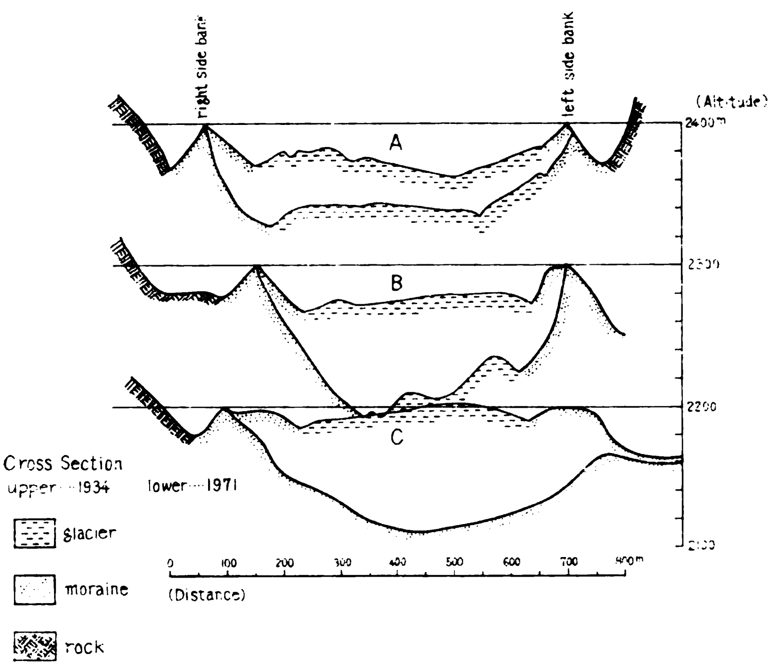



Fig. 4 Cross Section of Tschierva Glacial Tongue.

Tschierva 氷河の左右両堆石堤のリッジ上で，1934年当時の状態で，標高がそれぞれ2,200 m，2,250 m，2,300 m，2,350 m，2,400 m の地点について，1964年および1971年の標高をみると，大きな変化があつたのは左岸堤2,200 m 地点だけで，他の地点ではコンター1本分，すなわち10 m に達する変化は認められない。しかし，変化が認められる左岸堤2,200 m 地点では，標高は1964年に2,150 m，1971年に2,140 m$^+$ と低下しており，37年間に50 m 以上の下刻が行われた(Fig. 4 断面図 c 参照)。しかも，かつてリッジ上にあつた地点は1964年および1971年には堆石堤の氷河側斜面に落ち込んでおり，リッジの位置は約70 m 外側に水平移動している。リッジの位置の水平移動は，上流部では極めて僅かで，描画誤差とも思える程度であるが，左岸堤で標高2,300 m 付近から始つて，下流に向うにつれて急激に大きくなつている。右岸堤でのリッジの標高低下および水平移動は，左岸堤のように顕著ではないが，断面図 A，B，C に見られるように，氷河の後退に伴つて堆石堤の氷河側斜面に著しい下方侵蝕が認められる。

上に述べた側堆石堤の変化から推して，氷舌の後退に伴う側堆石堤の侵蝕は，極めて激しく，かつ急速に行われていることが判る。氷舌が残存している部分では，末端部を除いて側堆石堤との比高は20 m 程度で侵蝕はほとんどないが，氷舌末端部から下流では，谷底から側堆石堤リッジまでの比高は80～100 m におよび，氷舌が失われたことによる侵蝕基準面の急激かつ著しい低下が，側堆石堤斜面の激しいガリー侵蝕をもたらす。側堆石堤の氷河側斜面と山地側斜面とを比較したとき，かつて氷河の大きな荷重を受けて下刻された氷河側の谷底からの比高が大きくなつたことは当然で，このためガリー侵蝕は氷河側により顕著であり，リッジの山地斜面側への水平移動を伴う下刻が行われる。Tschierva 氷河左岸側堆石堤の先端部において，とくにこの現象が際立つているのは，この部分が Roseg 氷河谷を閉塞する形に側堆石堤が延びており，両氷河後退後の谷底高度が Tschierva 側約2,120 m，Roseg 側約2,160 m と，侵蝕基準面に40 m に及ぶ比高が存在するからである。

氷舌の後退した跡には，底堆石が現れる (Fig. 5 の地形分類参照)。Tschierva 氷舌が1934年に達し



Fig. [illegible] Classification Map in the Vicinity of [illegible] Glacier Tongue [illegible] Glacial Condi- [illegible]

[illegible] Spiess 教授に[illegible]年と推定されている。

1934年に氷舌の[illegible]

[illegible]堆石[illegible]があり。[illegible]

[illegible]できる。Spiess 教授に[illegible]

[illegible] Rhododendron [illegible] nana [illegible]とされている。氷舌[illegible]

[illegible]

[illegible]氷河後退後の土壌成達過程等植物生育[illegible]

[illegible] 19[illegible]年の氷舌の位置は、その前後のある期間[illegible]

[illegible] 19[illegible]年[illegible]の堆石形成以降、1934年を経て、1971年に到[illegible]

[illegible]的に行われたのではなく、Fig. 3 のグラフから[illegible]

[illegible]時期との組合せの形をとつたものと考え[illegible]

[illegible]

(2) Roseg 氷舌の状態

Roseg 氷河[illegible] Sella 氷舌の末端[illegible]が見られるのみで、氷河の大部分は空中写真のモデル外である。

Sella 氷舌[illegible]側堆石堤（[illegible]堆石堤は Roseg 氷舌との間の中央堆石堤に当る）が存在するが、Tschierva 氷河[illegible]保存性がよくない。とくに谷岸堤は、Agnagliouls 山塊との間の谷に[illegible]部は、山地斜面から氷舌上へ崩落堆積したものの[illegible]

氷舌[illegible]無数の小クレバスが発達している。氷舌末端部には Dead ice 化[illegible]直径約[illegible]m, 深さ10 m 内外の融氷陥没孔がある。湖岸には融氷水流によつて小

デルタが形成され始めている。

Roseg 氷河谷を特徴づけるものは，山地斜面に存在する旧期堆石の遺物である。空中写真モデルでは，右岸側 Agualiouls 山塊斜面に，氷河との比高 20～30 m の位置に旧期堆石の段丘が認められる（Fig. 5 参照．口絵写真では範囲外になる）。この段丘は下流側に緩傾斜する平坦面と，その山地斜面側に比高 10 m 程度の堤状の部分とから成つており，後者は側堆石堤の名残りのように見える。段丘の氷河側の崖は開析が著しく，垂直な壁面とバッドランドを呈している。その下方には崖錐列が発達している。氷河湖付近の急崖下に形成された崖錐の末端は，湖岸まで達して側方から湖を埋立てている。

旧期堆石段丘は Reseg 氷河の左岸にも認められる。1：25,000 地形図（M 1955）で2,380～2,440 m に見られる平坦面がそれである。この平坦面の氷河側の崖は，右岸段丘と同様激しく開析されている。左岸谷壁は氷舌末端部付近で 2,300 m，Tschierva 氷河の左岸側堆石堤が伸びている付近で 2,200 m の等高線の付近に傾斜変換線があり，氷蝕谷の「肩」を形成しているが，これより下方の急斜面では，上方斜面に比較して傾斜が急なだけではなく，岩石の露出度が高く，植生の繁茂状態が悪い。このような谷壁では旧期堆石段丘の保存がよくないが，Tschierva 氷河左岸側堆石堤が伸びている部分の対岸斜面，標高 2,200～2,220 m にかけて，旧期堆石の残片と考えられる堆積物が，斜面に付着しているのが判読できる。その年代は明らかでないが，現谷底より 100 m の比高を有することから，少くとも Würm 氷期まで遡らなくてはならないであろう。

**(3) Aguagliouls 山塊の状態**

Aguagliouls 山塊にはN－S方向より若干 W にふれた linearment が平行して走るのが認められ，それらを境として両側が階段状に下つている。山塊の形成と linearment 構造との関係は明らかではないが，この両下りの階段状地形が Roseg 氷河の谷壁によつて斜めに断たれる部分では，岩屑の供給が著しい。Roseg 氷河谷の崖錐による埋め立てが，右岸側に激しいのはこのためとみられるが，仔細に写真を見ると，右岸側谷壁斜面に小ステップ状の平坦面があり，かつその側面の開析状況が堆石段丘崖の状況に似ているところから，かつて旧期堆石段丘は現在よりも下流に延びて存在していたのが，激しい開析と，一部は上方斜面よりの岩屑に巻き込まれた形をとつて破壊されたものと考えられる。

なお，Aguaglioubs 山塊の表面には，二つの特異な地形が存在する。SPIESS 教授によれば，これらは“Block stream”であるという。比較的広い範囲に堆積した岩屑のマスが，緩傾斜面を徐々に滑動しているもので，表面は凹凸があり，かつ流動を示す平行線条が生じている。その平面形と斜面における位置からみて，かつての小規模な氷河が融けたあと，底堆石のマスが斜面に沿つて動き出したものと推定する。その移動速度および移動量は読図からは判らない。

## V. まとめ

1．Roseg および Tschierva 氷河に認められる氷舌の後退現象を検討するために，(1) 1934年夏，(2) 1955年，(3) 1964年8月の各時期の状態を示す地図の読図，および (4) 1971年9月の時期の空中写真の図化と判読を行つた。

2．その結果，1934年から1971年に至る37年間に，Roseg 氷舌は約 1,000 m，Tschierva 氷舌は約 800 m 後退したことが判つた。氷舌の末端標高は Roseg 氷舌では 2,170 m のまま変化なく，Tschierva 氷舌では2,100 m から 2,150 m に変化した。

3．氷舌の後退に伴つてさまざまな地形変化が生じた。Roseg 氷舌では融氷水による湖（面積約 1.6 $km^2$）を生じている。この湖は，Roseg 氷河谷を閉塞する Tschierva 氷河左岸側堆石堤によつて，ダムアップされたものである。

4．Tschierva 氷舌の後退したあとには，底堆石が露出し，融氷水の侵蝕によつて比高約 10 m の崖をもつ段丘に変化している。また，側堆石堤末端部は氷河側斜面に著しいガリー侵蝕をうけ多量の岩屑が運

び去られるとともに高度を低下し，そのナイフリッジは山地斜面側に後退している。もつとも侵蝕の著しい左岸堤の氷舌付近では，高度低下量約 50 m，リッジの後退量約 70 m の変化が認められる。

5. Tschierva 氷河谷には，標高 2,060～2,070 m の位置に端堆石の低い環状のリッジがあり，1850 年頃に形成されたと推定されている。

6. 1934年に氷舌の下にあつた底堆石上には1971年現在ほとんど植生が認められない。これに対して，それより下流，1850 年(？)端堆石に到る部分には低木叢が認められる。このことから，1850 年以降約 120 年間にほぼ 1,000 m におよぶ Tschierva 氷舌の後退は，徐々にかつ連続的に行われたのではなく，比較的長い停滞時期（その当初はむしろ氷舌の伸張時期？）のあと，1934年前後より急激な後退時期に入つて，最近の37年間に後退量の大半に達する 800 m の後退が行われたと考えられる。

7. Roseg 氷河谷の山腹斜面には，旧期堆石の段丘（Würm 氷期？）が認められる。その氷河側は急崖かつバッドランドを呈し，氷河側に大量の岩屑を供給し，崖錐列を形成している。

8. Aguagliouls 山塊の表面には二つの Block stream の地形があり，かつての底堆石の名残りではないかと考えられる。

(1975年 9 月 8 日受理)

地学雑誌 84, 6 (1975)

# 地質学における統計パッケージ・プログラムの利用とこれによる砂岩組成の因子分析

西 脇 二 一* 山 本 嘉 一 郎*

## Application of Statistical Package Programs in Geology, Especially Referring to the Factor Analysis on the Composition of Sandstones

Niichi NISHIWAKI and Kaichiro YAMAMOTO

**Abstract**

The utilization of the package program is introduced with an example of the factor analysis on the geologic data, intending to popularize the computer application in geology.

There are enormous amount of data and informations in geology as in other fields of science, and we cannot make good use of them without a help of the high capacity computer. However, special knowledges, experiences, time and labors are required for programming. The program package or package program has been developed for researchers to use the computer more easily and promptly.

We have made efforts to prepare the package program for geologic use (GEOPAK). However, it cannot be completed in a short time, and we would like to introduce some package programs for analyzing geologic problems. There are two popular package programs in the world, the one is the BMD (Biomedical Computer Programs) and the other is the SPSS (Statistical Package for the Social Sciences). The former is famous in the world for its high computational ability and variety of programs, and has been introduced to almost all the institutes it the United States. The latter has an excellent data file system organically combined with many subprograms for various statistical analyses, and may be called a package program in the strict sense. The both programs have already been introduced into several computer centers in Japan and can be utilized by many scientists.

To show the high usefulness of the package program some basic examples of the SPSS processings are explained at first, that is, set-up of control cards, calculation of descriptive statistics, preparation of histogram and scattergram. Then an example of multivariated analysis by using the SPSS is presented, for the multivariated analysis is one of the most important techniques of the computer application to science. Many attempts to apply the technique to geologic problems have been done showing its usefulness in various branches of geology. However, it is not easy to make up a program

* 京都大学理学部地質学鉱物学教室
Department of Geology and Mineralogy, Faculty of Sciences, Kyoto University

in each case. Under such circumstances, the SPSS has made it possible to apply the technique with very simple procedures. Besides the ordinal cards of the SPSS only a few control cards of natural language are needed for the computation.

As an example a factor analysis is presented on the compositional data of sandstones of the Cretaceous Goshonoura and Himenoura Groups in Kyushu, West Japan. The purpose of the factor analysis is to clarify the structure of the data, and as the result some data structures different from those generally accepted have been clarified. For example, the amount of quartz, generally treated as a simple component of informations concerned with the composition of sandstones, has revealed to include two components. It must, therefore, be devided into two types, i.e. metamorphic quartz and igneous quartz. Some factors extracted from the data of the major compositions may be related to some ones extracted from those of the heavy minerals, i.e. the second factor of the former is equivalent to the second factor of the latter, the third factor of the former is opposite to the fourth factor of the latter. The result supports the general triangle diagram in the heavy mineral analysis whose end embers are zircon, garnet and tourmarine.

Although much more examinations should be done before the data structure is clearly defined, such an examination may give us many informations on the data structure and, furthermore, many suggestions on the collecting technique of the data. The readiness of such a complicated calculation as the factor analysis by using the SPSS helps us check a data structure before collecting and/or interpreting geological data.

Some technical informations and references to use these package programs in the computer centers in Japan are also added for the beginners.

## I. はじめに

統計学は，その実用性から多分野にわたつて広く応用されている。特に電算機の発達により計算作業が容易になり，統計処理はまつたく日常的となつた。統計処理の種類は多種であるがそれぞれ汎用性が高く，そのための電算機プログラムもこの点を重視して作られることが多い。これ迄に電算機メーカーや計算センターなどで多くの汎用統計処理プログラムがプログラム・ライブラリー（プログラムのコレクション）の形で作られてきた。

統計処理はデータのもつ情報を的確な形で抽出するために行なわれる。このためには与えられたデータに対して種々の処理を加えることが要求される。また，データによつて，加えられるべき処理法も種々異なる。そこで，このようなライブラリーはできるだけ多種多様な処理プログラムをそろえていることが望ましい。しかし，個々に開発されたプログラムの集合では，各プログラムの使用法が異なつたりして使いにくいので，ライブラリー全体が一定の設計思想にもとづいて作製される必要がある。この様な形のプログラム・ライブラリーを一般にプログラム・パッケージと呼ぶ。

**BMD** (Biomedical Computer Programs) はその一つであり，カリフォルニア大学で開発され専任のプログラマー (Librarian) が保守に当つている (DIXON, 1973)。**BMD** は50以上のプログラムからなり，利用者はこの中から希望するプログラムを選んで使うことができる。その使用法は統一されており，使用説明書 (Manual 又は Writeup と呼ぶ) が出版されている (DIXON, 1973)。

**BMD** は世界的に広く利用されている代表的な汎用統計プログラム・パッケージであるが，いくつかの

難点があり（三宅，1972 a），この難点を教訓としてスタンフォード大学で生まれたのが SPSS (Statistical Package for the Social Sciences) である (NIE *et al.* 1973)。SPSS は後述する様に，データ・ファイルを中心としてその管理と統計処理の機能を一つのプログラムの中に組込んでおり，パッケージ・プログラムと呼ぶにふさわしいまつたく新しい形のプログラムである。また，それ迄のプログラムが数値や記号をパンチ・カードの一定の位置に入れて処理内容の指示をプログラムに対して行なう様になつていたが，SPSS ではこれを日常の言語（英語）によつており，利用者はプログラミングについてほとんど知らなくても良いなど，その負担を著しく軽減させている。

地質学の分野においても他と同様に，それ迄単変量解析を中心に行なわれていた統計解析で，1960年代には多変量解析が電算機の発達とともに広く応用されるようになつた（この間の経緯については，水谷(1974)を参照）。そこで，統計処理などに関する汎用プログラムの整備がカンサス大学などを中心に行なわれ，その紹介が Computer Contribution, Kansas Geological Survey を通して行なわれてきた。プログラム数も相当数に達し内容も優れたものが多い。しかし，これらのプログラムは全体として規格の統一されたプログラム・パッケージではなく，プログラムの内容についての報告の形式を統一したに過ぎない。また，その中の多くが BMD や SPSS にも備えられている。従つて，現時点では BMD 及び SPSS を中心にして，これに備えられていないもの（たとえば trend-surface analysis など）を補なうことにするのが良いと考えられる。

著者らはこの方針にそつて，BMD 及び SPSS の地質学での有効な利用法を探究するとともに，統計処理に限らず地質学で有用な電算機プログラムの導入及び開発を進めている。これによりできるだけ多くの電算機処理に対する要求に応えられるプログラム・ライブラリーの完備を目指している。その内から，ここでは BMD と SPSS の紹介を利用例にもとづいて行なう。これが電算機による統計処理を考慮中の研究者の助けとなれば幸いである。

## II. BMD, SPSS を使ってできる統計処理

### 1. BMD

ここでは現在京都大学大型計算機センター及び北海道大学大型計算機センターで使用可能なものについて挙げる。なおカッコ内は各プログラムの名前である。

(1) データの単純記述 (BMD 01 D)
(2) データの変容を含む相関分析 (BMD 02 D)
(3) アイテム削除を含む相関分析 (BMD 03 D)
(4) プロットとヒストグラム (BMD 05 D)
(5) 各層別記述 (BMD 06 D)
(6) ヒストグラム付層別データ記述 (BMD 07 D)
(7) 多数スタッキングを伴なうクロス表作成 (BMD 08 D)
(8) 不完全なデータを扱い得る，クロス表作成プログラム (BMD 09 D)
(9) 1,0データのパターン記述 (BMD 10 D)
(10) 変分類データのパターン記述 (BMD 11 D)
(11) 主成分分析 (BMD 01 M)
(12) 主成分回帰式 (BMD 02 M)
(13) 因子分析 (BMD 03 M)
(14) 2グループへの判別分析 (BMD 04 M)
(15) 3グループ以上への判別分析 (BMD 05 M)
(16) 正準分析 (BMD 06 M)
(17) 逐次判別分析 (BMD 07 M)
(18) 逐次法による多重線型回帰 (BMD 02 R)
(19) ケース併合を伴なう多重回帰分析 (BMD 03 R)
(20) 周期回帰と調和回帰分析 (BMD 04 R)
(21) 多項式回帰分析 (BMD 05 R)
(22) 変型指数函数による漸近回帰 (BMD 0 R)
(23) 振幅と位相分析 (BMD 01 T)
(24) 時系列の自己共分散とスペクトラム分析 (BMD 02 T)
(25) 一要因分散分析 (BMD 01 V)
(26) クロス表作製 (BMD 02 S)
(27) データ変容 (BMD 09 S)

(28) 大きなマトリックスの変容(BMD 10 S)
(29) 多重時系列のスペクトル分析(BMDX68)
(30) 因子分析(BMDX72)
(31) 正準分析(BMDX75)
(32) 非線型最小二乗法(BMDX85)
(33) 時系列のスペクトル推定(BMDX92)

BMD については現在 P-series の名でその改訂が進められており，上記の他にも新しいプログラムが追加されている。その中で，京都大学大型計算機センターではクラスター分析用の3種が使用出来る状態にある（山本，1974 と 1975)。

2. SPSS

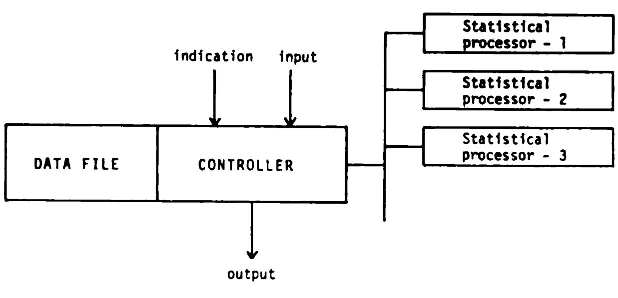
SPSS は毎年のように改訂が行なわれており，現在京都大学大型計算機センターでは第4版が使用されており，第5版が試験的に使用されている。50年度には大幅に機能アップされた第6版の登録が予定されている。ここでは第4版のものについてその統計処理種を掲げる。なおカッコ内はサブプログラム名である（SPSS は一つのプログラムであり，各統計処理はサブプログラムにより行なわれる。詳細は次章を参照)。

(1) 汎用記述統計 (CONDESCRIPTIVE)
(2) 統計記録表の作製，ヒストグラムの作製 (CODEBOOK)
(3) 度数分布統計(MARGINALS)
(4) 簡易度数統計表の作製(FASTMARG)
(5) 分割型記述統計(BREAK DOWN)
(6) データ・パターンの抽出 (DATA PATTERN)
(7) クロス集計表の作製(CROSS TABS)
(8) 簡易クロス集計表の作製(FASTABS)
(9) 散布図の作製(SCATTERGRAM)
(10) ピアソン相関，量的データの相関 (PEARSON CORR)
(11) 順位相関，順位尺度（たとえば硬度）データの相関(NONPAR CORR)
(12) 偏相関(PARTIAL CORR)
(13) T検定(T-TEST)
(14) 多重回帰分析(REGRESSION)
(15) 多重判別分析(DISCRIMINANT)
(16) 尺度分析(GUTTMAN SCALE)
(17) 正準相関分析(CANCORR)
(18) 因子分析(FACTOR)
(19) 林式数量化理論第Ⅰ，Ⅱ，Ⅲ，Ⅳ類 (HAYASI 1, 2, 3, 4)

## III. SPSS，その特徴と使用例

1. SPSS の概略

SPSS は多種多様な統計処理を行なう機能を備えていながら実は一つのプログラムである。処理されるべきデータをまとめたデータ・ファイルを管理し，利用者の指示に従つて適当な統計処理を行なう。この点が SPSS の最大の特徴でありパッケージ・プログラムと呼ばれる所以である。また，プログラムにその処理に関する指示を与えるためのデータをコントロール・データと呼ぶが，これが日常の英語に近い形をとつており，使い易さの点でも一段と工夫されている。（特徴の詳細については，三宅 (1972 a, 1973), Nɪᴇ *et al*. (1973)などを参照)。




第1図 SPSS の構造．中央の control 機能により data file の管理や統計処理の選択が利用者の指示 (indication) に従つて行なわれる．

SPSS は第1図に示されるような構造をしている。SPSS は，プログラムへ入力された被処理データをコントロール・データに示された利用者の指示に従つて適当な形でデータ・ファイルへ納める。このデータ・ファイルはそのまま保存させる

ことができ，この更新や保存管理などの操作 (management) はすべて SPSS のコントロール部分が利用者からの指示に従つて行なう。また，行なうべき統計処理の選択は同じく利用者からの指示に従つて行なう。この時使われる被処理データはデータ・ファイル中のものであるが，処理に当つては必要ならば変換や選別を行なわせることができる。さらに SPSS は，データ・ファイルの中の内容を変換したり選別したりして出力する機能を備えている。このように優れたデータ・ファイル管理機能を利用して，研究者はコンピュータ処理を前提としたデータ・ファイルの作製，更新を能率的に行なうことができる。

次にデータ・ファイル及びその管理機能について説明する。

## 2. SPSS のデータ・ファイル

SPSS のデータ・ファイルは第2図に示すような形をしている。データはすべてケースデータ (case data) と呼ばれるもので，たとえば，サンプルあるいは地点（これをケース(case)と呼ぶ）ごとに各種観測項目（変数 (variable) と呼ぶ）についてのデータが行列状 (matrix form) に求められていなければならない。この様なデータに，その案内情報 (information) としてデータの形式，変数名，値名などを付けてデータ・ファイルが構成される。データ・

File-defining information: file name and label; variable names, labels, and formats; variable values and value labels; missing data indicators.

| Variable → | First | Second | ... | Last |
|---|---|---|---|---|
| First subfile | First case | | ... | |
| | Second case | | | |
| | ... | | | ... |
| | Last case | | | |
| Second subfile | First case | | ... | |
| | Second case | | | |
| | ... | | | ... |
| | Last case | | | |
| ... | ... | | ... | ... |
| Last subfile | First case | | ... | |
| | Second case | | | |
| | ... | | | ... |
| | Last case | | | |

第2図　SPSS データ・ファイルの一般的な形．変数×標本(case)のマトリックス形式となつている．(NIE *et al.*, 1973 より)

| Data Item (variable) Label | | Sequential # * | Sample identification | Sample # | Horizon | Igneous quartz | Metamorphic quartz | Chert | Orthoclase | Plagioclase S.S. | Perthite | Microcline | Myrmekite | Matrix S.S. | Rock fragments S.S. | Calcite | Grain size | Roundness | Grain size level | Total quartz | K-feldspar | Plagioclase | Rock fragments w. chert | Matrix w. chert |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Data Item (variable) Name | | SEQNUM | SAMIDENT | SAMPLENO | HORIZON | IGNIQZ | METAQZ | CHERT | ORTHO | PL | PERTHITE | MICRO | MYRME | MATRIX | ROCK | CALCITE | GRAIN | ROUND | SIZELVL | QUARTZ | KFELD | PLAGIO | ROCKFRAG | TOTALMAT |
| Subfile 1 GOSHO | | 1 | GS | 13 | 1A | 28 | 2 | 4 | 32 | 1 | | | | 33 | | | C | .2 | 4 | 30 | 32 | 1 | 4 | 33 |
| | | 2 | GS | 21 | 1A | 62 | | | 21 | 8 | | | | 9 | | | C | .3 | 4 | 62 | 21 | 8 | | 9 |
| | | 3 | GS | 24 | 1A | 49 | 4 | 2 | 18 | 9 | | | | 16 | | | C | .2 | 4 | 53 | 18 | 9 | 2 | 18 |
| | | . | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | . | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | . | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | 42 | GSEX | 10 | 3C | 29 | 16 | 15 | 3 | 3 | | | | 24 | 3 | 7 | M | .5 | 3 | 45 | 3 | 3 | 18 | 31 |
| Subfile 2 GOHIME | | 1 | GSEX | 11 | 4A | 35 | 15 | 5 | 15 | 3 | | | | 27 | | | M | .4 | 3 | 50 | 15 | 3 | 5 | 27 |
| | | . | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | . | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | 4 | GS | 101 | 4B | 39 | 7 | 3 | 22 | 28 | | | | 1 | | | M | .3 | 3 | 46 | 22 | 28 | 3 | 1 |
| Subfile 3 HIME | | 1 | HM K | 2 | 1 | 27 | 20 | 2 | 20 | 10 | | | | 12 | 1 | 8 | M | .2 | 3 | 47 | 20 | 10 | 3 | 20 |
| | | 2 | HM K | 3 | 1 | 54 | 3 | 2 | 13 | 19 | | | | 7 | | 2 | M | .3 | 3 | 57 | 13 | 19 | 2 | 9 |
| | | . | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | . | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | 9 | HM | 893 | 3 | 19 | 5 | 12 | 6 | 11 | | | | 41 | 6 | | M | .6 | 3 | 24 | 6 | 11 | 18 | 41 |

* Automatically numbered by SPSS

第3図　SPSS データファイルの具体例．砂岩に関するデータ(岡田，1961を使用)

ファイルは一定の規準（たとえば地域別など）に従つてグループ分けしておくことができる（これをサブファイル（subfile）と呼ぶ)。第3図にデータ・ファイルの具体例を示す。このファイルは3つのサブファイルからなつている。

### 3. データ・ファイルの管理機能

データ・ファイルの管理機能には次のようなものがある。

（1） データ・ファイル保存（store）の指示と保存されているデータ・ファイルの呼び出しの指示。

（2） 変数及びサブファイルの追加・削除の指示。

（3） 値の変更。

（4） 値の変換，計算式による新しい変数の値の算出。

（5） データの選別（基準値を与えてのふるい分けなど)。

### 4. SPSS の使用例

第3図に示したデータ・ファイルの作製とこれを使つたいくつかの統計処理について述べる。

```
(1)   RUN NAME        FILE PRODUCTION FOR SST DATA BY OKADA (1961)
(2)   FILE NAME       GOHIME, SST DATA OF GOSHONOURA AND HIMENOURA GROUPS
(3)   VARIABLE LIST   SAMIDENT,SAMPLENO,HORIZON,IGNIOZ,METAQZ,CHERT,ORTHOQ,PL,PERTHITE,
                      MICRO,MYRME,MATRIX,ROCK,CALCITE,GRAIN,ROUND
(4)   INPUT FORMAT    FIXED (2A4,2X,A3,2X,11F5.0,3X,A2,F5.1)
(5)   INPUT MEDIUM    CARD
(6)   SUBFILE LIST    GOSHO,GOHIME,HIME
(7)   # OF CASES      42, 4, 9
(8)   COMPUTE         SIZELVL = 0
(9)   IF              (GRAIN EO 'VF') SIZELVL = 1
      IF              (GRAIN EQ ' F') SIZELVL = 2
      IF              (GRAIN EO ' M') SIZELVL = 3
      IF              (GRAIN EQ ' C') SIZELVL = 4
(13)  IF              (GRAIN EQ 'VC') SIZELVL = 5
(14)  COMPUTE         GUARTZ = IGNIQZ + METAQZ
      COMPUTE         KFELD = ORTHO + PERTHITE + MICRO
      COMPUTE         PLAGIO = PL + MYRME
      COMPUTE         ROCKFRAG = ROCK + CHERT
(18)  COMPUTE         TOTALMAT = MATRIX + CALCITE
      PRINT FORMATS   SAMIDENT TO HORIZON,GRAIN(A)/SIZELVL(0)/ROUND(1)
      MISSING VALUE   GRAIN('    ')/ROUND,SIZELVL(0)
(21)  VAR LABELS      SAMIDENT,SAMPLE IDENTIFICATION/
                      SAMPLENO,SAMPLE NUMBER/
                      IGNIQZ,IGNIOUS QUARTZ/
                      METAQZ,METAMORPHIC QUARTZ/
                      ORTHO,ORTHOCLASE/
                      PL,PLAGIOCLASE S.S./
                      MICRO,MICROCLINE/
                      MYRME,MYRMEKITE/
                      MATRIX,MATRIX S.S./
                      ROCK,ROCK FRAGMENTS S.S./
                      GRAIN,GRAIN SIZE/
                      SIZELVL,GRAIN SIZE LEVEL/
                      ROUND,ROUNDNESS/
                      QUARTZ,TOTAL QUARTZ/
                      KFELD,K-FELDSPAR/
                      PLAGIO,PLAGIOCLASE S.L./
                      ROCKFRAG,ROCK FRAGMENTS INCLUDING CHERT/
                      TOTALMAT,MATRIX INCLUDING CALCITE/
(22)  VALUE LABELS    GRAIN ('VF')VERY FINE SST (' F')FINE SST (' M') MEDIUM SST
                            (' C')COARSE SST ('VC')VERY COARSE SST
(23)  DOCUMENT        SUBFILE NAME GOSHO....GOSHONOURA GROUP
                                   GOHIME...HIMENOURA GROUP IN GOSHONOURA ISLAND
                                   HIME.....HIMENOURA GROUP IN THE TYPE AREA
                      ORIGIN OF DATA: TABLE 4, COMPOSITION OF MAJOR CONSTITUENTS OF
                                      SANDSTONE (OKADA, 1961)
                      ORIGINAL PAPER: HAKUYU OKADA (1961) CRETACEOUS SANDSTONE OF
                                      GOSHONOURA ISLAND, KYUSHU. MEM. FAC. SCI.
                                      KYUSHU UNIV., SER. D. GEOLOGY, VOL. 11, NO. 1,
                                      PP. 1-48, TEXT-FIGS. 1-11, TABS. 1-8, PLS. 1,2.
(24)  READ INPUT DATA
                                   .
                                   .
                                  data
                                   .
(25)  SAVE FILE
(26)  FINISH
```

第4図 第3図のデータ・ファイルを作製するための SPSS コントロール・カード.
「data」の位置にマトリックス形式のデータを入れる.

A．データ・ファイルの作製

第4図はデータファイルの作製のためのコントロール・カードとデータ・カードの内容である。一行がカード一枚に相当する。

（1） 作業名を与える。ここで与える作業名は出力リストの各ページに印刷される。

（2） 作製するファイルに名を与える。保存後呼び出しの際キー(key)として使われる。

（3） データの項目（変数と呼ぶ）リスト。

（4） 各項目のカード上での位置や形式（数値データ，文字データの別など。FORTRAN 入門書参照）の指示。

（5） データがカードから読み込まれることを示している。

（6） サブファイルのリスト。3つのサブファイルからなり，それぞれ GOSHO, GOHIME, HIME と名前が付けられる。

（7） 各サブファイルの中のデータ数（サンプル数）

（8）～(13) 項目 GRAIN の内容に従つて，新たに SIZELVE の値を決める。たとえば（9）は，GRAIN の中に VF という文字がデータとして入つている時 SIZELVL の値を1とすることを指示している。

(14)～(18) COMPUTE の右にある式に従つて，QUARTZ, KFELD, PLAGIO, ROCKFRAG, TOTALMAT の値を計算する。

(21) データ項目用ラベル。コード化された項目名に詳細なラベルを付ける。

(22) 値用ラベル，文字データ GRAIN の中に現われる値（VF, F など）の説明をラベルとして付ける。

(23) このデータ・ファイルの説明。

(24) 被処理データの読み込みを指示する。

(25) このデータ・ファイルの保存を指示する。この結果，第4b図に示す項目が保存される。この中には読み込んだデータの他に作業中に計算されたデータ（QUARTZ など）も含まれる。

(26) 作業の終了を指示する。

B．統計処理

（1） 平均標準偏差など，各種統計値の計算

第5図は，平均，標準偏差などの各種統計値を

```
CONDESCRIPTIVE TEST RUN                                              NOV.28, 1974        PAGE    2

FILE    GOHIME    (CREATION DATE = NOV.28, 1974)    SST DATA OF GOSHONOURA AND HIMENOURA GROUPS
SUBFILE   GOSHO        GOHIME      HIME


VARIABLE  QUARTZ      TOTAL QUARTZ

MEAN              43.000              STD ERROR        1.277              STD DEV          9.473

VARIANCE          89.741              KURTOSIS        -0.608              SKEWNESS         0.261

RANGE             42.000              MINIMUM         24.000              MAXIMUM         66.000

VALID    OBSERVATIONS -       55
MISSING OBSERVATIONS -         0

- - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - -


VARIABLE  KFELD       K-FELDSPAR

MEAN              11.564              STD ERROR        1.091              STD DEV          8.089

VARIANCE          65.436              KURTOSIS        -0.564              SKEWNESS         0.572

RANGE             31.000              MINIMUM          1.000              MAXIMUM         32.000

VALID    OBSERVATIONS -       55
MISSING OBSERVATIONS -         0

- - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - -


VARIABLE  PLAGIO      PLAGIOCLASE S.L.

MEAN               5.200              STD ERROR        0.682              STD DEV          5.057

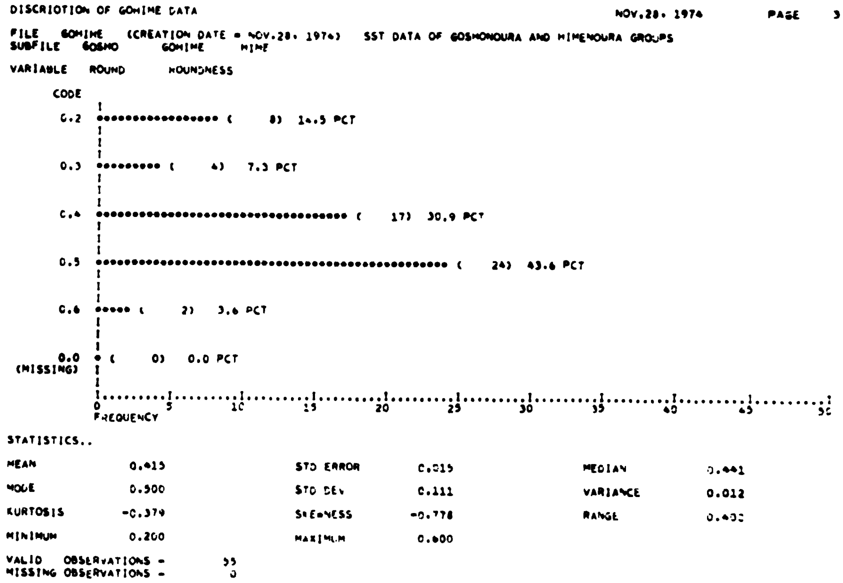
VARIANCE          25.570              KURTOSIS         6.541              SKEWNESS         2.209

RANGE             28.000              MINIMUM          0.0                MAXIMUM         28.000

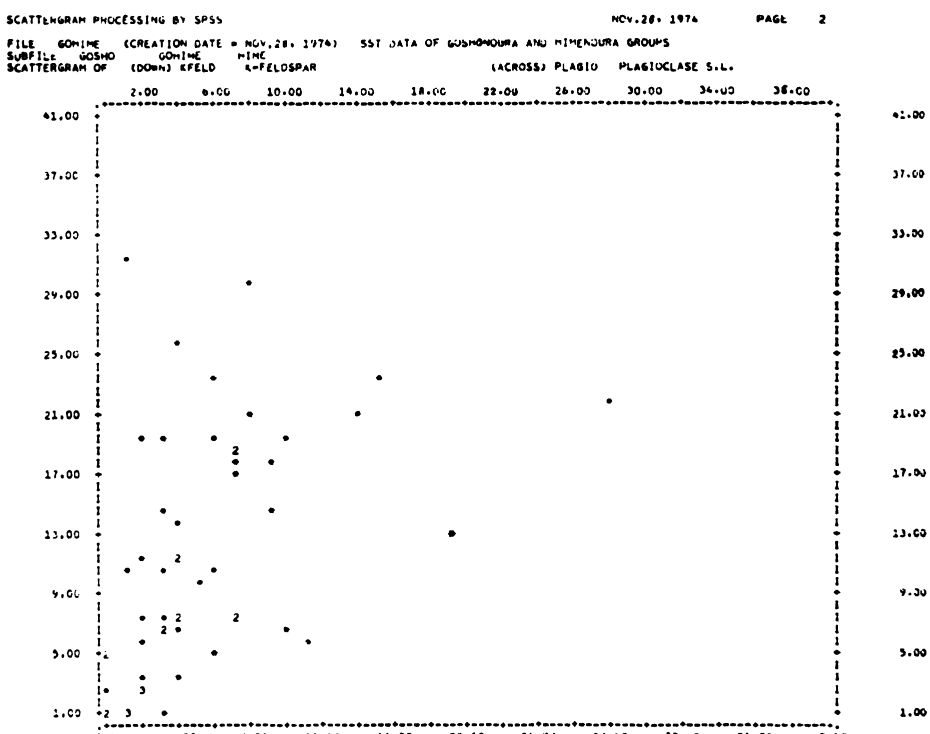
VALID    OBSERVATIONS -       55
MISSING OBSERVATIONS -         0

- - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - - -
```

第5図　サブプログラム CONDESCRIPTIVE による処理例．データの基本的な統計記述に使用する．




第6図　サブプログラム CODEBOOK による処理例．頻度分布の計算と表示に使用する．




第7図　サブプログラム SCATTERGRAM による処理例．二次元散布図を描き，データの相関性を検討するために使用する．

```
CORRELATION TEST OF GOMIME                                                   NOV.28, 1974        PAGE    2

FILE   GOMIME   (CREATION DATE = NOV.28, 1974)   SST DATA OF GOSHONOURA AND MIMENOURA GROUPS
SUBFILE  GOSHO        GOMIME       MIME

- - - - - - - - - - - - - -P E A R S O N   C O R R E L A T I O N   C O E F F I C I E N T S- - - - - - - - - - - - - -

VARIABLE          VARIABLE          VARIABLE          VARIABLE          VARIABLE          VARIABLE
PAIR              PAIR              PAIR              PAIR              PAIR              PAIR
--------          --------          --------          --------          --------          --------

QUARTZ    0.0478  QUARTZ    0.0719  QUARTZ   -0.3010  QUARTZ   -0.5840  KFELD     0.4612  KFELD    -0.6806
WITH    N(   55)  WITH    N(   55)  WITH    N(   55)  WITH    N(   55)  WITH    N(   55)  WITH    N(   55)
KFELD   SIG .729  PLAGIO  SIG .602  ROCKFRAG SIG .026 TOTALMAT SIG .001 PLAGIO  SIG .001  ROCKFRAG SIG .001

KFELD    -0.1687  PLAGIO   -0.5068  PLAGIO   -0.2528  ROCKFRAG -0.1990
WITH    N(   55)  WITH    N(   55)  WITH    N(   55)  WITH    N(   55)
TOTALMAT SIG .218 ROCKFRAG SIG .001 TOTALMAT SIG .063 TOTALMAT SIG .145

                A VALUE OF 99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED.
```

第８図　サブプログラム PEARSONCORR による処理例．単純相関の計算に使用する．

計算するサブ・プログラム CONDESCRIPTIV による処理例である。ここでは，項目 QUARTZ, KFELD, PLAGIO について処理を行なつている。

（２）　ヒストグラムの作製

第６図はサブ・プログラム CODEBOOK によるヒストグラムの作製例である。ここでは項目 ROUND について処理を行つている。図に見られるように各種統計値も合せて計算される。

（３）　２次元散布図の作製

第７図はサブ・プログラム SCATTERGRAM による２次元散布図の作製例である。ここでは項目 KFELD と PLAGIO を使つて図を描いている。図中の「＊」印がサンプルの位置であり同一地点に複数個のサンプルがプロットされる時は９個を限度としてその数がプロットされる。

（４）　相関係数の計算

第８図はサブ・プログラム PEARSON CORR による相関係数の計算例である。ここでは保存データの項目リスト中（第４ｂ図）QUARTZ から TOTALMAT 迄の項目の全組合せについて相関係数と有意率が計算されている。

## IV.　砂岩組成の因子分析

SPSS データ・ファイル及びサブプログラムを用いて地質学上の問題を解析する例として，先にデータ・ファイルの作製例（第３，４図）で示した OKADA（1961）の御所浦島の白亜紀砂岩の組成についてのデータの構造を解析してみた。但し今回は解析法を中心として述べ，解析結果の詳細は後日発表したい。

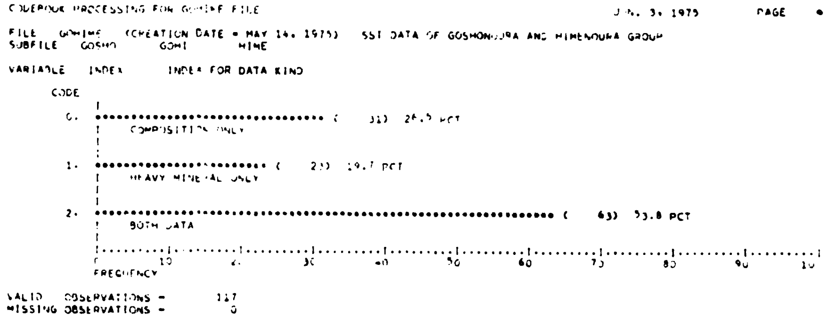
### 1.　概　説

御所浦層群は下位の肥後変成岩・花崗岩を不整合に覆い，上位は姫浦層群に平行不整合に覆われる。岩相は砂岩を主とし，上部と下部に礫質赤色岩を挟む。時代は後白亜紀宮古世～ギリヤーク世，層厚は約 1,000 m である。

姫浦層群は御所浦層群及びその下位の変成岩と花崗岩を不整合に覆い，上位は，始新統の上島層群に不整合に覆われる。岩相は，下部は基底礫岩と砂岩，中部は頁岩，上部は砂泥互層を中心とする。時代は浦河世～ヘトナイ世で，層厚は約 1,000 m である。

使用したデータは，御所浦島の御所浦層群，御所浦島の姫浦層群，天草上島の姫浦層群の三つに関するもので，先にそれぞれ GOSHO, GOHI, HIME のサブ・ファイルとしてデータ・ファイルを作製したが（第３図），さらにここではいくつかの変数が追加されている（第１表）。

砂岩の組成は主成分と重鉱物について調べられているが，すべてのサンプルについてこの両者が調べられているわけではないので，これを区別するため変数 INDEX を用いて識別することにした（第９図）。また，主成分についても，長石や石英等について詳細に区分しているものと，そうでないものとがある。これを区別するために変数 FINDEX を導入しこれに MISSING VALUE（欠損値）としてゼロを与えることにより処理の際（詳細な区分のないものを）除けるようにした。これは SPSS の欠損値処理機能による。




第9図 データの種類を示す変数 INDEX の頻度分布(サブプログラム CODEBOOK による)

第1表 変数名とそのラベル．第3図のものにいくつかの変数を追加した．

```
GROUP.NAME OF GEOLOGICAL GROUP/
FORM.NAME OF FORMATION/
IDENT.SAMPLE CLASIFICATION GROUP NAME/
SAMCC. SAMPLE CLASSIFICATION COMMENT/
SAMNO.SAMPLE NUMBER/
QZIG.IGNEOUS QUARTZ/
QZMETA.METAMORPHIC QUARTZ/
QZ.TOTAL QUARTZ/
FORTHO.ORTHOCLASE/
FPLAG.PLAGIOCLASE S.S./
FPERTH.PERTHITE/
FMICRO.MICROCLINE/
FMYRME.MYRMEKITE/
TF.TOTAL FELDSPAR/
MAT.MATRIX S.S./
ROCK.ROCK FRAGMENT EXCLUDING CHERT/
CAL.CALCITE/
GRAIN.GRAIN SIZE DIVISION/
ROUND.ROUNDNESS/
COLOR1.COLOR INDEX PART1/
COLOR2.COLOR INDEX PART2/
COLOR3.COLOR INDEX PART3/
COLOR4.COLOR INDEX PART4/
SAMREF.REFERING INDEX FOR HEAVY MINERAL DATA/
ZIRECL.ZIRCON EUHEDRAL COLORLESS/
ZIREPK.ZIRCON EUHEDRAL PALE PINK/
ZIREYL.ZIRCON EUHEDRAL YELLOW/
ZIREPL.ZIRCON EUHEDRAL PURPLE/
ZIRRCL.ZIRCON ROUNDED COLORLESS/
ZIRRPK.ZIRCON ROUNDED PALE PINK/
ZIRRYL.ZIRCON ROUNDED YELLOW/
ZIRRPL.ZIRCON ROUNDED PURPLE/
GARNCL.GARNET COLORLESS/
GARNPK.GARNET PALE PINK/
GARNOR.GARNET ORANGE/
EPI.EPIDOTE/
TOURBL.TOURMARINE BLUE/
TOURBR.TOURMARINE BROWN/
TOURGR.TOURMARINE GREEN/
HOBROWN.HORNBLENDE BROWN/
HOGREEN.HORNBLENDE GREEN/
AU.AUGITE/
HY.HYPERSTHENE/
APA.APATITE/
RUT.RUTILE/
SPI.SPINEL/
ANAT.ANATASE/
GLAUCO.GLAUCONITE/
CHL.CHLORITE/
BIO.BIOTITE/
MUSCO.MUSCOVITE/
IROPAQ.IRON OPAQUES/
THEV.TOTAL HEAVY MINERAL PERCENT/
HORIZON.DESCENDING ORDER OF HORIZON/
ASHOR.ASCENDING ORDER OF HORIZON/
SIZE.ASCENDING ORDER OF GRAIN SIZE/
FK.K-FELDSPAR/
PL.PLAGIOCLASE/
RF.ROCK FRAGMENT INCLUDING CHERT/
TM.MATRIX INCLUDING CALCITE/
ZIRCON.TOTAL ZIRCON/
GARNET.TOTAL GARNET/
TOURMA.TOTAL TOURMARINE/
HORN.TOTAL HORNBLENDE/
INDEX.INDEX FOR DATA KIND/
FINDEX.INDEX FOR FELDSPAR DATA
```

なおこのデータ・ファイルには，この他，層準，サンプル番号，粒度，円磨度，color index などが含まれている(第1表)。

OKADA (1961) は PETTIJOHN (1957) に従つて砂岩のパターンを Arkose, Feldspathic, Graywacke, Lithic Graywacke, Subgraywacke の4つに区分した。さらに，御所浦層群について正長石含有量が上位程多いことに注目し，これをA1，A2，B1，B2，Cの五つの型に区分している。後者の事実については **SPSS** の SCATTERGRAM サブプログラムを利用した散布図（第10図）にも良く示されている。但しこの図のY（縦）方向は層序区分の下位からの順位であり，層厚または時間と必ずしも一致していないので，両者の相関係数（0.71409）それ自身には大きな意味はない。

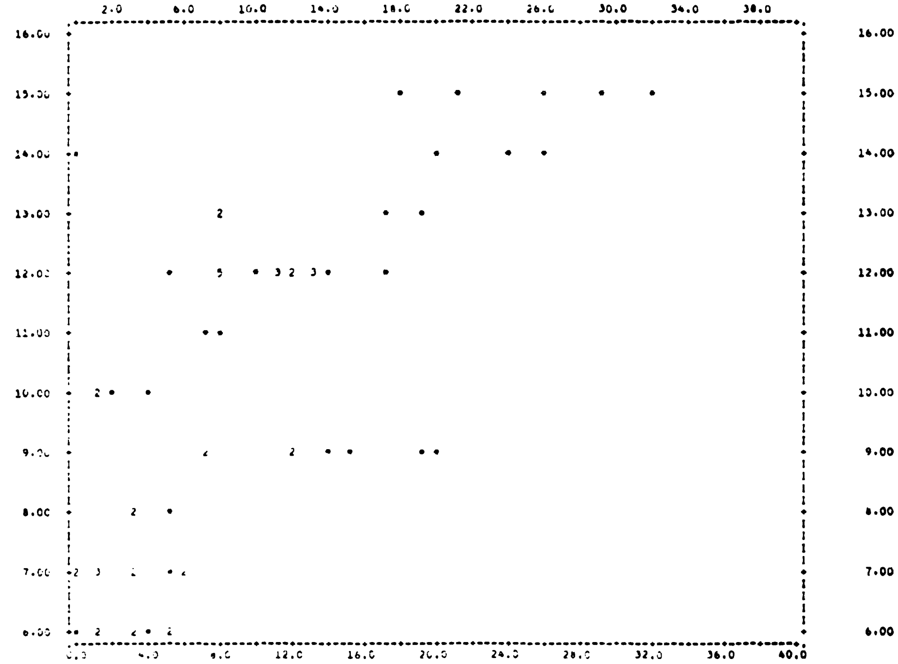
**2．因子分析の方法**

因子分析は元来心理学に於いて潜在因子を追求するために開発された手法で，与えられた変数の中からいくつかの共通因子を推測するモデルを作製するものである。現在では単に心理学のみならず広い分野にわたつて適用されており，地質学に於いても，UJIIE (1962)，IMBRIE (1964)，KLOVAN (1966)，DAVIS (1970)，山本 (1974) などがある。

因子分析は，相関係数の計算，初期因子構造の抽出，最終因子構造への回転の三つのステップで構成される。段階毎にいろいろな方法が工夫され，それぞれ特色を持つている（芝 (1972)，浅野 (1971)，HARMAN (1967))。**SPSS** にもかなりのオプションが用意されていて選択の自由がかなりあるが，ここでは最

```
FILE PRODUCTION OF SST DATA BY OKADA(1961)                                   MAY 13, 1975        PAGE    7

FILE    GOHIME    (CREATION DATE = MAY 13, 1975)    SST DATA OF GOSHONOURA AND HIMENOURA GROUP
SUBFILE    GOSHO
SCATTERGRAM OF    (DOWN) ASCHOR    ASCENDING ORDER OF HORIZON        (ACROSS) FK        K-FELDSPAR
```




```
FILE PRODUCTION OF SST DATA BY OKADA(1961)                                   MAY 13, 1975        PAGE    8

STATISTICS..

  CORRELATION (R)-      0.71409     R SQUARED       -     0.50992     SIGNIFICANCE   -     0.00001
  STD ERR OF EST -      2.03125     INTERCEPT (A)   -     7.69220     SLOPE (B)      -     0.26271
  PLOTTED VALUES -      55          EXCLUDED VALUES-      0           MISSING VALUES -     16

                  '********' IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED.
```

第10図　層準と正長石量の相関を示す散布図(サブプログラム SCATTERGRAM による).

も一般的な，繰返し計算つき主因子法（コントロール・カード中 TYPE=PA 2で指示されている）による因子抽出とバリマックス法による因子軸回転によって解析してみた。

今回はデータの構造の解析に主眼をおいたので，主成分鉱物，重鉱物のそれぞれについて別々に因子分析を行い，更に両方のデータを合わせたものについてこれを行い，それらの結果を比較することにした。この時のコントロール・データを第11図に示す。またここに指示されていない各種のコントロールについては，全て自動設定値 (default value) を使用するに留めた。

```
RUN NAME        SANDSTONE ANALYSIS OF THE GOSHONOURA AND HIMENOURA GROUP
GET FILE        GOHIME
DUMP            VARLIST
*SELECT IF      (INDEX NE 1 AND FINDEX NE 0)
FACTOR          VARIABLES=QZIG TO CAL/
                NFACTORS=5/FACSCORE/
STATISTICS      ALL
*SELECT IF      (INDEX NE 0)
FACTOR          VARIABLES=ZIRECL TO ZIREYL, ZIRRCL TO TOURGR, HOGREEN TO SPI,
                GLAUCO TO IROPAQ/NFACTORS=5/FACSCORE/
STATISTICS      ALL
*SELECT IF      (INDEX EQ 2 AND FINDEX NE 0)
FACTOR          VARIABLES=QZIG TO CAL,ZIRECL TO ZIREYL,ZIRRCL TO TOURGR,HOGREEN
                TO SPI,GLAUCO TO IROPAQ/NFACTORS=5/FACSCORE/
STATISTICS      ALL
FINISH
```

第11図　因子分析のための SPSS コントロール・カード．3つの FACTOR カードにより使用変数の異なる3種類の分析を指示している．各分析で使用する変数に対して値が欠けているサンプルがあるため，それを SELECT IF カードで除外している．

3. 出力について

SPSS の FACTOR サブプログラムによる因子分析の出力には次のようなものがある。ただしデータの性質によつて計算できないものや，前段階の計算の結果実行されないものについては出力されない。

| | |
|---|---|
| (1) 入力変数名とそのラベル | (6) 回転後の因子行列 |
| (2) 各変数の平均と標準偏差 | (7) 回転に用いた変換行列 |
| (3) 相関行列 | (8) 因子得点係数行列 |
| (4) 共通性，固有値と累積分散比率 (%) | (9) 回転後の因子プロット |
| (5) 初期因子行列 | (10) 因子得点 |

A．主成分鉱物について

13変数(第2a表)，55サンプルを使用した分析で第2b表に示すように最初の5因子で全分散の80.3%が説明でき，第2c表の初期因子行列が得られた。しかし，このままでは各因子についての解釈が困難である。そこで，因子構造を簡素化するためバリマックス回転を行なつた(第2d表)。これによつて得られた最終因子構造（第2d表）については次のように考える事ができる。

第1因子（MF 1）：正長石（orthoclase）を中心とした長石類が正の岩片とチャートが負の大きな値を示す。主として長石量，特に正長石量がこの因子と関連し，この因子が全分散の約1/3を説明している。

第2因子（MF 2）：長石のうち微斜長石（myclocline）とミルメカイト（myrmekite）に関する因子である。

第3因子（MF 3）：石英，変性岩質石英が正，基質量が負の強い関連を持つ淘汰度に関する因子らしい。

第4因子（MF 4）：火山性石英斜長石（plagioclase）が正，変成岩質石英が負の強い関連を持つ。火山性物質量に関する因子らしい。

第5因子（MF 5）：斜長石に正パーサイト（perthite）に負の関連を示すが，他に方解石（calcite）や全長石量も関与している。

この結果を，一般に砂岩の分類に使用される五成分（石英，斜長石，正長石，岩片，基質）と比較すると次のようなことが分る。

(1) 石英は火山性のものと変成岩のもので別々の変動をしているので，両者を区別すべきである。

(2) 長石は全長石量として一つの因子をなすが，そのうちの，ミルメカイトと微斜長石は別の因子をなしているので，区別されねばならない。

(3) チャートは明らかに岩片と同じ変動をしている。古くは石英＋チャートを三角ダイアグラムの端成分としていたが，これはやはり現在行なわれているように岩片＋チャートで一つの端成分とすべきである。

各変数が因子空間上でどのような位置にあるかをプロットした図（第12図）は，MF 1—MF 2（第12a図）では微斜長石（81）とミルメカイト（9）が近いことを，MF 1—MF 3（第12b図）では，全長石量（10）と正長石（5）が，またチャート（4）と岩片（12）が近いことを良く示している。

B．重鉱物について

分析の結果は第3表の通りで，ここでは，最終因子構造（第3c表）のみについて考察する。

HF 1.：緑色の角閃石，緑泥石，黒雲母，燐灰石の主要有色鉱物に対して正の大きな値を示しており，有色鉱物量に関する因子と言える。

HF 2.：ジルコン，特に黄色と桃色のジルコンが主としてこの因子をなしている。

HF 3.：無色ガーネット，緑簾石の他に iron opaque とジルコンの一部が入る。しかし特に主体となるものがはつきりしない。

HF 4.：電気名の内，青色及び緑色のものと深く関連するが，褐色のものとは無縁である。

HF 5.：ガーネットの桃色及び電気石の褐色のものが主となつている。

**第2表**　主成分についての因子分析の出力結果．(a) 使用変数(VARIABLE)，(b) 固有値 (EIGENVALUE) と累積分散比率 (CUMPCT) など，(c) 初期因子行列，及び (d) 回転後最終因子行列．

SANDSTONE ANALYSIS OF THE GOSHONOURA AND HIMENOURA GROUP　　JUN. 7, 1975　　PAGE 6

FILE GOHIME (CREATION DATE = MAY 12, 1975) SST DATA OF GOSHONOURA AND HIMENOURA GROUP

1.VARIABLE LIST

| VARIABLES.. | LABELS.. |
|---|---|
| QZIG | IGNEOUS QUARTZ |
| QZMETA | METAMORPHIC QUARTZ |
| QZ | TOTAL QUARTZ |
| CHERT | |
| FORTHO | ORTHOCLASE |
| FPLAG | PLAGIOCLASE S.S. |
| FPERTH | PERTHITE |
| FMICRO | MICROCLINE |
| FMYRME | MYRMEKITE |
| TF | TOTAL FELDSPAR |
| AMAT | MATRIX S.S. |
| ROCK | ROCK FRAGMENT EXCLUDING CHERT |
| CAL | CALCITE |

SANDSTONE ANALYSIS OF THE GOSHONOURA AND HIMENOURA GROUP　　JUN. 7, 1975　　PAGE 7

FILE GOHIME (CREATION DATE = MAY 12, 1975) SST DATA OF GOSHONOURA AND HIMENOURA GROUP
SUBFILE GOSHO GOMI HIME

| VARIABLE | EST COMMUNALITY | FACTOR | EIGENVALUE | PCT OF VAR | CUM PCT |
|---|---|---|---|---|---|
| QZIG | 0.51123 | 1 | 4.27471 | 32.9 | 32.9 |
| QZMETA | 0.49289 | 2 | 2.11867 | 16.3 | 49.2 |
| QZ | 0.49289 | 3 | 1.67927 | 12.9 | 62.1 |
| CHERT | 0.42389 | 4 | 1.29960 | 10.0 | 72.1 |
| FORTHO | 0.92057 | 5 | 1.07240 | 8.2 | 80.3 |
| FPLAG | 0.76388 | 6 | 0.88585 | 6.8 | 87.2 |
| FPERTH | 0.46876 | 7 | 0.67169 | 5.2 | 92.3 |
| FMICRO | 0.79737 | 8 | 0.53514 | 4.1 | 96.4 |
| FMYRME | 0.79737 | 9 | 0.28726 | 2.2 | 98.7 |
| TF | 0.92057 | 10 | 0.17071 | 1.3 | 100.0 |
| AMAT | 0.05765 | 11 | 0.00462 | 0.0 | 100.0 |
| ROCK | 0.42389 | 12 | 0.00007 | 0.0 | 100.0 |
| CAL | 0.15431 | 13 | 0.00000 | 0.0 | 100.0 |

AFTER 2 ITERATIONS COMMUNALITY OF ONE OR MORE VARIABLES EXCEEDED 1.0. PA2 FACTORING TERMINATED AT ITERATION # 1

SANDSTONE ANALYSIS OF THE GOSHONOURA AND HIMENOURA GROUP　　JUN. 7, 1975　　PAGE 8

FILE GOHIME (CREATION DATE = MAY 12, 1975) SST DATA OF GOSHONOURA AND HIMENOURA GROUP
SUBFILE GOSHO GOMI HIME

FACTOR MATRIX USING PRINCIPAL FACTOR WITH ITERATIONS

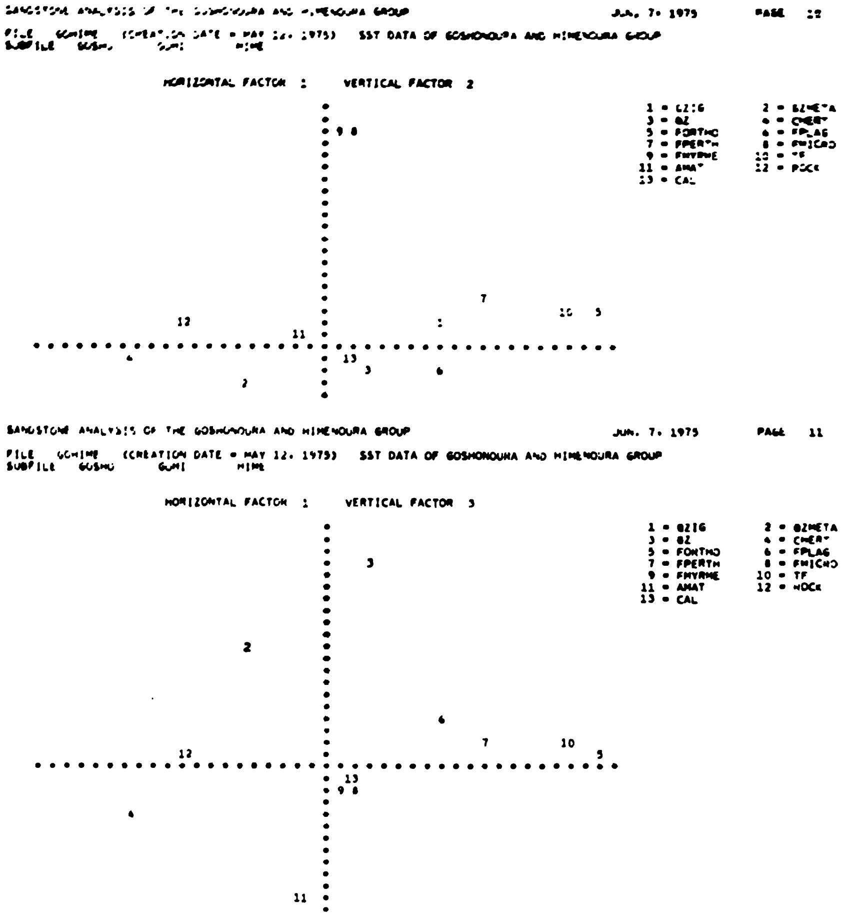
| | FACTOR 1 | FACTOR 2 | FACTOR 3 | FACTOR 4 | FACTOR 5 |
|---|---|---|---|---|---|
| QZIG | -0.67156 | 0.03264 | -0.01158 | 0.00249 | -0.48910 |
| QZMETA | 0.48767 | 0.28445 | -0.55083 | -0.03338 | 0.27159 |
| QZ | -0.16278 | 0.38760 | -0.69206 | -0.03849 | -0.21436 |
| CHERT | 0.69620 | -0.10401 | 0.11801 | -0.10354 | -0.05075 |
| FORTHO | -0.87000 | 0.00737 | -0.04986 | 0.21394 | 0.36111 |
| FPLAG | -0.69637 | 0.29071 | 0.20576 | -0.42047 | -0.06132 |
| FPERTH | -0.41961 | -0.19274 | -0.28166 | 0.45220 | -0.05728 |
| FMICRO | -0.25481 | -0.78421 | -0.23436 | -0.20769 | 0.00458 |
| FMYRME | -0.18902 | -0.81655 | -0.25571 | -0.21435 | 0.02161 |
| TF | -0.95124 | 0.09925 | 0.05633 | -0.08034 | 0.22398 |
| AMAT | 0.18047 | -0.29271 | 0.33456 | 0.33309 | -0.02382 |
| ROCK | 0.53539 | -0.08810 | -0.09305 | -0.17303 | 0.05449 |
| CAL | -0.12118 | 0.10799 | 0.14260 | -0.24352 | 0.16187 |

SANDSTONE ANALYSIS OF THE GOSHONOURA AND HIMENOURA GROUP　　JUN. 7, 1975　　PAGE 9

FILE GOHIME (CREATION DATE = MAY 12, 1975) SST DATA OF GOSHONOURA AND HIMENOURA GROUP
SUBFILE GOSHO GOMI HIME

VARIMAX ROTATED FACTOR MATRIX

| | FACTOR 1 | FACTOR 2 | FACTOR 3 | FACTOR 4 | FACTOR 5 |
|---|---|---|---|---|---|
| QZIG | 0.37975 | 0.07695 | 0.17983 | 0.71198 | -0.04520 |
| QZMETA | -0.25203 | -0.14165 | 0.48458 | -0.60460 | -0.11435 |
| QZ | 0.12392 | -0.08661 | 0.80057 | 0.05871 | -0.18945 |
| CHERT | -0.65636 | -0.04202 | -0.17668 | -0.23378 | -0.06556 |
| FORTHO | 0.94840 | 0.11288 | 0.01033 | 0.06262 | 0.13917 |
| FPLAG | 0.39585 | -0.05056 | 0.17939 | 0.49440 | 0.59705 |
| FPERTH | 0.51433 | 0.17863 | 0.05825 | 0.09636 | -0.43725 |
| FMICRO | 0.09455 | 0.87101 | -0.05401 | 0.07021 | -0.05045 |
| FMYRME | 0.04295 | 0.89665 | -0.05857 | 0.02008 | -0.06808 |
| TF | 0.84699 | 0.10754 | 0.08964 | 0.28576 | 0.39476 |
| AMAT | -0.07653 | 0.00382 | -0.52291 | -0.01490 | -0.24933 |
| ROCK | -0.49206 | 0.06751 | 0.02502 | -0.29751 | -0.01235 |
| CAL | 0.06222 | -0.02758 | -0.00602 | -0.00113 | 0.35709 |




第12図　主成分に関する因子分析における変数と回転後因子軸の関係. (a) 第1因子 (MF 1) と第2因子 (MF 2) 及び (b) 第1因子 (MF 1) と3第因子. 各因子に関与する変数及び各変数間の類似性が分る.

これらのうち, HF 1 については当然考えられるもので, 言わば供給源の性格を示す因子とみて良かろう。HF 3 については今の所どのような性格のものか決定しかねるが, HF 2, HF 4, HF 5 については, それぞれ特定の重鉱物が一因子をなしている。一般に重鉱物分析の結果を三角ダイアグラムにプロットする時には, ガーネット, 電気石, ジルコンの三つを成分としている。上記因子分析の結果からすれば, これは2　4　5の因子とほぼ対応しており, 妥当なものと言える。ここで, HF 5 が桃色ガーネットと褐色電気石の二つに支配されていることは, 両者に一定の類似があることを示す。電気石の色はその組成によって多様であるが, そのうち褐色のものが一体どんな特性を持つているのかは大きな問題である。

C. 主成分鉱物と重鉱物の両方について

この場合変数の数が38となり (第4 a 表), 第4 b 表に示す様に初期因子5個で全分散の50%, 10個でも70%しか説明できていない。バリマックス回転後の最終因子構造 (第4 c 表) についてみてみると次のようになる。

第3表　重鉱物についての因子分析の出力結果. (a) 使用変数 (VARIABLE), (b) 固有値 (EIGENVALUE) と累積分散比率 (CUMPCT) など, 及び (c) 回転後最終因子行列.

SANDSTONE ANALYSIS OF THE GOSHONOURA AND HIMENOURA GROUP　　JUN. 7, 1975　　PAGE 21

FILE GOHIME (CREATION DATE = MAY 12, 1975)　SST DATA OF GOSHONOURA AND HIMENOURA GROUP

1.VARIABLE LIST

| VARIABLES.. | LABELS.. |
|---|---|
| ZIRECL | ZIRCON EUHEDRAL COLORLESS |
| ZIREPK | ZIRCON EUHEDRAL PALE PINK |
| ZIREYL | ZIRCON EUHEDRAL YELLOW |
| ZIRRCL | ZIRCON ROUNDED COLORLESS |
| ZIRRPK | ZIRCON ROUNDED PALE PINK |
| ZIRRYL | ZIRCON ROUNDED YELLOW |
| ZIRRPL | ZIRCON ROUNDED PURPLE |
| GARNCL | GARNET COLORLESS |
| GARNPK | GARNET PALE PINK |
| GARNOR | GARNET ORANGE |
| EPI | EPIDUTE |
| TOURBL | TOURMARINE BLUE |
| TOURBR | TOURMARINE BROWN |
| TOURGR | TOURMARINE GREEN |
| HOGREEN | HORNBLENDE GREEN |
| AU | AUGITE |
| HY | HYPERSTHENE |
| APA | APATITE |
| RUT | RUTIZE |
| SPI | SPINEL |
| GLAUCO | GLAUCONITE |
| CHL | CHLORITE |
| BIO | BIOTITE |
| MUSCO | MUSCOVITE |
| IROPAQ | IRON OPAQUES |

SANDSTONE ANALYSIS OF THE GOSHONOURA AND HIMENOURA GROUP　　JUN. 7, 1975　　PAGE 27

FILE GOHIME (CREATION DATE = MAY 12, 1975)　SST DATA OF GOSHONOURA AND HIMENOURA GROUP
SUBFILE GOSHO GOMI HIME

| VARIABLE | EST COMMUNALITY | FACTOR | EIGENVALUE | PCT OF VAR | CUM PCT |
|---|---|---|---|---|---|
| ZIRECL | 0.74278 | 1 | 4.01939 | 16.1 | 16.1 |
| ZIREPK | 0.74468 | 2 | 2.48245 | 9.9 | 26.0 |
| ZIREYL | 0.97856 | 3 | 2.29707 | 9.2 | 35.2 |
| ZIRRCL | 0.51766 | 4 | 1.98506 | 7.9 | 43.1 |
| ZIRRPK | 0.75719 | 5 | 1.68505 | 6.7 | 49.9 |
| ZIRRYL | 0.97723 | 6 | 1.44733 | 5.8 | 55.7 |
| ZIRRPL | 0.52777 | 7 | 1.31466 | 5.3 | 60.9 |
| GARNCL | 0.50337 | 8 | 1.27776 | 5.1 | 66.0 |
| GARNPK | 0.72423 | 9 | 1.16940 | 4.7 | 70.7 |
| GARNOR | 0.61727 | 10 | 1.11580 | 4.5 | 75.2 |
| EPI | 0.49635 | 11 | 0.94510 | 3.8 | 79.0 |
| TOURBL | 0.67051 | 12 | 0.81036 | 3.2 | 82.2 |
| TOURBR | 0.62760 | 13 | 0.67502 | 2.7 | 84.9 |
| TOURGR | 0.66067 | 14 | 0.57816 | 2.3 | 87.2 |
| HOGREEN | 0.51272 | 15 | 0.54874 | 2.2 | 89.4 |
| AU | 0.41633 | 16 | 0.50875 | 2.0 | 91.4 |
| HY | 0.38101 | 17 | 0.46521 | 1.9 | 93.3 |
| APA | 0.46729 | 18 | 0.42254 | 1.7 | 95.0 |
| RUT | 0.43826 | 19 | 0.34544 | 1.4 | 96.4 |
| SPI | 0.30440 | 20 | 0.27877 | 1.1 | 97.5 |
| GLAUCO | 0.10393 | 21 | 0.20105 | 0.8 | 98.3 |
| CHL | 0.56996 | 22 | 0.18754 | 0.6 | 99.0 |
| BIO | 0.43463 | 23 | 0.13109 | 0.5 | 99.6 |
| MUSCO | 0.52172 | 24 | 0.09725 | 0.4 | 100.0 |
| IROPAQ | 0.51057 | 25 | 0.01102 | 0.0 | 100.0 |

CONVERGENCE REQUIRED 23 ITERATIONS

SANDSTONE ANALYSIS OF THE GOSHONOURA AND HIMENOURA GROUP　　JUN. 7, 1975　　PAGE 30

FILE GOHIME (CREATION DATE = MAY 12, 1975)　SST DATA OF GOSHONOURA AND HIMENOURA GROUP
SUBFILE GOSHO GOMI HIME

VARIMAX ROTATED FACTOR MATRIX

| | FACTOR 1 | FACTOR 2 | FACTOR 3 | FACTOR 4 | FACTOR 5 |
|---|---|---|---|---|---|
| ZIRECL | -0.05279 | 0.46180 | 0.45161 | 0.42708 | 0.08267 |
| ZIREPK | -0.08925 | 0.63228 | 0.20445 | 0.16178 | 0.13203 |
| ZIREYL | 0.01729 | 0.95367 | -0.20727 | -0.03387 | -0.08670 |
| ZIRRCL | -0.09525 | 0.14286 | 0.19017 | -0.04119 | -0.03326 |
| ZIRRPK | -0.09463 | 0.60724 | 0.26222 | 0.26625 | 0.23048 |
| ZIRRYL | 0.02691 | 0.87755 | -0.21020 | -0.01162 | -0.07772 |
| ZIRRPL | -0.04453 | 0.09036 | 0.37088 | 0.02279 | 0.13209 |
| GARNCL | 0.00856 | 0.00841 | 0.57258 | 0.14878 | -0.01444 |
| GARNPK | -0.00414 | -0.01435 | -0.19530 | 0.02496 | 0.90699 |
| GARNOR | 0.00670 | 0.03647 | 0.38137 | 0.10950 | 0.18213 |
| EPI | 0.09845 | -0.05059 | 0.53044 | -0.06296 | -0.22326 |
| TOURBL | -0.03716 | -0.00275 | -0.09273 | 0.83525 | -0.00999 |
| TOURBR | -0.08994 | 0.24653 | 0.30719 | 0.06200 | 0.62011 |
| TOURGR | 0.03494 | 0.17573 | -0.02715 | 0.79403 | -0.01861 |
| HOGREEN | 0.72302 | 0.00205 | -0.09691 | -0.03612 | 0.02305 |
| AU | 0.12782 | 0.07932 | 0.00176 | -0.02694 | -0.08564 |
| HY | -0.03874 | -0.03277 | 0.22713 | -0.02887 | 0.00806 |
| APA | 0.61434 | -0.06762 | -0.02176 | 0.10693 | 0.05085 |
| RUT | -0.02279 | -0.04081 | -0.15814 | -0.09301 | 0.35465 |
| SPI | -0.00877 | -0.05272 | 0.24543 | -0.01172 | -0.08736 |
| GLAUCO | -0.03293 | 0.01284 | 0.09564 | -0.03254 | -0.02285 |
| CHL | 0.80801 | -0.05434 | 0.02352 | -0.06845 | -0.02198 |
| BIO | 0.60407 | -0.05963 | -0.08864 | 0.03837 | -0.03478 |
| MUSCO | 0.10183 | 0.05018 | 0.18500 | 0.28998 | 0.35183 |
| IROPAQ | 0.06554 | 0.33322 | 0.42434 | 0.23764 | 0.17527 |

**第4表　全成分についての因子分析の出力結果. (a) 使用変数 (VARIABLE), (b) 固有値 (EIGENVALUE) と累積分散比率 (CUMPCT) など, 及び (c) 回転後最終因子行列.**

SANDSTONE ANALYSIS OF THE GOSHONOURA AND HIMENOURA GROUP　　JUN. 7, 1975　　PAGE 44

FILE GOMINE (CREATION DATE = MAY 12, 1975) SST DATA OF GOSHONOURA AND HIMENOURA GROUP

1.VARIABLE LIST

| VARIABLES.. | LABELS.. |
|---|---|
| QZIG | IGNEOUS QUARTZ |
| QZMETA | METAMORPHIC QUARTZ |
| QZ | TOTAL QUARTZ |
| CHERT | |
| FORTHO | ORTHOCLASE |
| FPLAG | PLAGIOCLASE S.S. |
| FPERTH | PERTHITE |
| FMICRO | MICROCLINE |
| FMYRME | MYRMEKITE |
| TF | TOTAL FELDSPAR |
| AMAT | MATRIX S.S. |
| ROCK | ROCK FRAGMENT EXCLUDING CHERT |
| CAL | CALCITE |
| ZIRECL | ZIRCON EUHEDRAL COLORLESS |
| ZIREPK | ZIRCON EUHEDRAL PALE PINK |
| ZIREYL | ZIRCON EUHEDRAL YELLOW |
| ZIRRCL | ZIRCON ROUNDED COLORLESS |
| ZIRRPK | ZIRCON ROUNDED PALE PINK |
| ZIRRYL | ZIRCON ROUNDED YELLOW |
| ZIRRPL | ZIRCON ROUNDED PURPLE |
| GARNCL | GARNET COLORLESS |
| GARNPK | GARNET PALE PINK |
| GARNOR | GARNET ORANGE |
| EPI | EPIDOTE |
| TOURBL | TOURMARINE BLUE |
| TOURBR | TOURMARINE BROWN |
| TOURGR | TOURMARINE GREEN |
| HOGREEN | HORNBLENDE GREEN |
| AU | AUGITE |
| HY | HYPERSTHENE |
| APA | APATITE |
| RUT | RUTIZE |
| SPI | SPINEL |
| GLAUCO | GLAUCONITE |
| CHL | CHLORITE |
| BIO | BIOTITE |
| MUSCO | MUSCOVITE |
| IROPAQ | IRON OPAQUES |

SANDSTONE ANALYSIS OF THE GOSHONOURA AND HIMENOURA GROUP　　JUN. 7, 1975　　PAGE 50

FILE GOMINE (CREATION DATE = MAY 12, 1975) SST DATA OF GOSHONOURA AND HIMENOURA GROUP
SUBFILE GOSHO GOMI MINE

| VARIABLE | EST COMMUNALITY | FACTOR | EIGENVALUE | PCT OF VAR | CUM PCT |
|---|---|---|---|---|---|
| QZIG | 0.51123 | 1 | 6.36630 | 16.8 | 16.8 |
| QZMETA | 0.49289 | 2 | 4.54313 | 12.0 | 28.7 |
| QZ | 0.49289 | 3 | 3.10074 | 8.2 | 36.9 |
| CHERT | 0.59718 | 4 | 2.51964 | 6.6 | 43.5 |
| FORTHO | 0.92057 | 5 | 2.35670 | 6.2 | 49.7 |
| FPLAG | 0.76388 | 6 | 1.99447 | 5.2 | 54.9 |
| FPERTH | 0.53124 | 7 | 1.94432 | 5.1 | 60.1 |
| FMICRO | 0.88738 | 8 | 1.60433 | 4.2 | 64.3 |
| FMYRME | 0.88694 | 9 | 1.44514 | 3.8 | 68.1 |
| TF | 0.92057 | 10 | 1.32185 | 3.5 | 71.5 |
| AMAT | 0.23530 | 11 | 1.20570 | 3.2 | 74.7 |
| ROCK | 0.42309 | 12 | 1.11456 | 2.9 | 77.6 |
| CAL | 0.38194 | 13 | 1.03997 | 2.7 | 80.4 |
| ZIRECL | 0.60489 | 14 | 0.91358 | 2.4 | 82.8 |
| ZIREPK | 0.63419 | 15 | 0.79676 | 2.1 | 84.9 |
| ZIREYL | 0.90219 | 16 | 0.74893 | 2.0 | 86.9 |
| ZIRRCL | 0.23894 | 17 | 0.67334 | 1.8 | 88.6 |
| ZIRRPK | 0.54611 | 18 | 0.65566 | 1.7 | 90.4 |
| ZIRRYL | 0.90219 | 19 | 0.56876 | 1.5 | 91.9 |
| ZIRRPL | 0.33956 | 20 | 0.51073 | 1.3 | 93.2 |
| GARNCL | 0.34640 | 21 | 0.45364 | 1.2 | 94.4 |
| GARNPK | 0.49769 | 22 | 0.39584 | 1.0 | 95.4 |
| GARNOR | 0.33956 | 23 | 0.36171 | 1.0 | 96.4 |
| EPI | 0.59718 | 24 | 0.29142 | 0.8 | 97.2 |
| TOURBL | 0.73774 | 25 | 0.24433 | 0.6 | 97.8 |
| TOURBR | 0.49753 | 26 | 0.18429 | 0.5 | 98.3 |
| TOURGR | 0.70774 | 27 | 0.16726 | 0.4 | 98.7 |
| HOGREEN | 0.64449 | 28 | 0.13114 | 0.3 | 99.1 |
| AU | 0.24733 | 29 | 0.11158 | 0.3 | 99.4 |
| HY | 0.34643 | 30 | 0.07565 | 0.2 | 99.6 |
| APA | 0.45973 | 31 | 0.06766 | 0.2 | 99.7 |
| RUT | 0.49769 | 32 | 0.05470 | 0.1 | 99.9 |
| SPI | 0.29912 | 33 | 0.03684 | 0.1 | 100.0 |
| GLAUCO | 0.10318 | 34 | 0.00563 | 0.0 | 100.0 |
| CHL | 0.57328 | 35 | 0.00327 | 0.0 | 100.0 |
| BIO | 0.64449 | 36 | 0.00027 | 0.0 | 100.0 |
| MUSCO | 0.29013 | 37 | 0.00000 | 0.0 | 100.0 |
| IROPAQ | 0.23657 | 38 | 0.00000 | 0.0 | 100.0 |

CONVERGENCE REQUIRED 11 ITERATIONS

SANDSTONE ANALYSIS OF THE GOSHONOURA AND HIMENOURA GROUP　　JUN. 7, 1975　　PAGE 53

FILE GOHIME (CREATION DATE = MAY 12, 1975) SST DATA OF GOSHONOURA AND HIMENOURA GROUP
SUBFILE GOSHO GOHI HIME

VARIMAX ROTATED FACTOR MATRIX

| | FACTOR 1 | FACTOR 2 | FACTOR 3 | FACTOR 4 | FACTOR 5 |
|---|---|---|---|---|---|
| QZIG | 0.65081 | 0.07492 | 0.03163 | 0.02460 | -0.01242 |
| QZMETA | -0.53191 | -0.12273 | -0.01728 | 0.14832 | -0.53416 |
| QZ | 0.11396 | -0.06977 | 0.01672 | 0.19234 | -0.63439 |
| CHERT | -0.66814 | -0.13624 | -0.15151 | -0.29572 | 0.13944 |
| FORTHO | 0.83097 | 0.16390 | -0.04257 | -0.04527 | -0.12123 |
| FPLAG | 0.66547 | -0.11077 | 0.24573 | 0.20783 | 0.05322 |
| FPERTH | 0.37544 | 0.32601 | -0.24641 | -0.20187 | -0.06936 |
| FMICRO | 0.06701 | 0.85481 | -0.01573 | 0.04602 | 0.03596 |
| FMYRME | -0.00904 | 0.90253 | 0.11153 | -0.06524 | 0.06339 |
| TF | 0.94593 | 0.10691 | 0.08324 | 0.05021 | -0.05691 |
| AMAT | -0.19021 | 0.11460 | -0.10306 | -0.14767 | 0.40525 |
| ROCK | -0.52333 | -0.02306 | 0.13609 | -0.12890 | 0.04672 |
| CAL | 0.11201 | -0.07040 | 0.11743 | 0.40192 | 0.05686 |
| ZIHECL | 0.18913 | 0.26392 | -0.37863 | 0.16088 | 0.38723 |
| ZIHEPK | 0.41500 | 0.59209 | -0.36586 | -0.00998 | 0.26302 |
| ZIHEYL | 0.08114 | 0.97534 | -0.02371 | 0.00476 | 0.09935 |
| ZIHRCL | 0.02670 | 0.06338 | -0.28369 | -0.19765 | -0.07521 |
| ZIHRPK | 0.14271 | 0.44920 | -0.30449 | 0.40345 | 0.17816 |
| ZIHRYL | 0.03496 | 0.96819 | 0.02298 | 0.05304 | 0.09323 |
| ZIRHPL | -0.17867 | 0.00788 | -0.22056 | 0.27683 | -0.04792 |
| GARNCL | -0.11219 | -0.17043 | -0.21368 | -0.00922 | 0.13622 |
| GARNPK | 0.38447 | -0.12488 | 0.00371 | 0.48208 | -0.26478 |
| GARNOR | -0.06621 | -0.04859 | -0.17871 | 0.23063 | 0.06763 |
| EPI | -0.40132 | -0.20121 | -0.22298 | -0.85827 | 0.10737 |
| TOURML | 0.03423 | -0.06406 | 0.01307 | 0.37017 | 0.50294 |
| TOURER | 0.18939 | 0.11348 | -0.32989 | 0.36174 | -0.07713 |
| TOURGR | 0.04103 | 0.11502 | 0.04712 | 0.29424 | 0.61434 |
| HOGREEN | 0.26888 | 0.00082 | 0.66993 | -0.05212 | -0.10711 |
| AU | -0.09025 | 0.01381 | 0.23264 | -0.15241 | -0.04021 |
| HY | -0.05204 | -0.07206 | -0.13149 | -0.08689 | 0.03304 |
| APA | -0.00801 | -0.02636 | 0.60881 | -0.02285 | 0.09922 |
| RUT | 0.19317 | -0.06006 | -0.00208 | 0.08118 | -0.20482 |
| SPI | -0.47759 | -0.04562 | -0.01546 | 0.06954 | -0.04741 |
| GLAUCO | -0.14033 | -0.00566 | -0.06865 | -0.05056 | -0.02465 |
| CHL | -0.07115 | -0.04265 | 0.74064 | -0.09393 | -0.04461 |
| BIO | 0.21445 | -0.05737 | 0.63135 | 0.04697 | -0.03068 |
| MUSCO | 0.25412 | -0.09963 | -0.03414 | 0.24818 | 0.28420 |
| IROPAQ | -0.09863 | 0.23618 | -0.13846 | 0.43792 | 0.01133 |

TF 1. 長石量と火山性石英に正，岩片，チャート，変成岩質石英に負の関連を持つ。

TF 2. ジルコン（特に黄色）と微斜長石とミルメカイトとの関連が強い。

TF 3. 緑泥石，角閃石（緑色）燐灰石，黒雲母，との関連が強い。

TF 4. 緑簾石が大きく負を示し，正の側では，方解石，桃色ジルコン，桃色ざくろ石との関連が目立つ。

TF 5. 青色と緑色の電気石及び基質量と正，変成質石英と負の関連を持つ。

これを先の主成分（MF）とそれぞれの場合の因子と比較すると次のようになる。

TF 1=MF 1

TF 2=MF 2+HF 2

TF 3=HF 1

TF 4=HF 3

TF 5=HF 4−MF 3

即ち MF 2 と HF 2 は同一の因子であり，HF 4 と MF 3 は反対の性格の因子であることが示されたのである。

4. データ構造について

以上のように，それぞれの因子分析の結果は，データの構造をかなり解明してくれる。

これまで経験的に特徴ある成分を用いて行なつていた分類法に対して，重鉱物の場合のようにある面ではその根拠を与え，また，石英の細分，ミルメカイトや微斜長石の特異性のようにある面ではこれに疑問を投げかける。

もちろん，これらの結果をそのまま完全に受け取ることは妥当ではない。何故なら，これらの因子の中のあるもの（たとえば微斜長石やミルメカイト）は絶対量も分散値も小さいため，測定誤差の範囲に入るような小さな変動が過大評価されている可能性があるし，また最初の相関行列の中には，全長石量と正長石量のように当然相関の高い変数が含まれていて，さらに変数の選択に考慮の余地があるからである。

しかし，ここに示されたようなデータの構造を念頭においた上でサンプルの分類を行えば，より適切な

分類ができるであろう。又，データの採取に当つても，例えば石英については火山性のものと変成岩性のものを区別しておくことが有意義であるように，より効率良い作業が行なえるのではなかろうか。筆者の一人西脇はかつて多量のサンプルを前にしてデータを採取する際にこのような構造についての検討を行なわずに，旧来の手法をそのまま適用したため，せつかく長時間かつ多大な労力を費したデータが後日その価値を半減してしまつた経験を持つている。因子分析は SPSS により手軽に簡単に行なえるようになつた現在，この利点を活用すべきであろう。

## V. 利用のための手続きと参考文献

1. 利用のための手続き

実際に BMD や SPSS を利用するには，これを所有する大型計算機センターに課題申請をし，利用者としての資格を得る必要がある。

その方法は各センターで多少異なるので，各センター又は各地区の協議会や連絡所へ問い合せると良い。実際の使用に当つては，各センターに置かれているプログラム相談室を利用したり各センター発行のニュースなどを参考にすると良い。

現在 BMD と SPSS は京都大学，北海道大学，名古屋大学の大型計算センターにある（ただし名大は SPSS のみ）。また，東京大学には近く SPSS が入る予定であり，利用者の希望があればその他の大型計算機センターにも導入できる。

2. 参考文献

SPSS のプログラム仕様書（Manual）は NIE *et al.* (1973) があるが，国内の利用者向きに三宅(1973) が出版されている。京都大学大型計算機センター公報(vol. 5, no. 10〜12, vol. 6, no. 2, 3, 5, 7, 8) 及び北海道大学大型計算機センター・ニュース（Supplement no. 7）も便利である。

BMD のプログラム仕様書は DIXON (1973) であるが，京都大学大型計算機センター公報でも各プログラムごとに紹介されている。これらのプログラムの使用に当つては（特に BMD では）FORTRAN に関する知識が多少あつた方が良い。これには，使用する電算機に応じてその電算機メーカー発行の入門書を参照すると良い。一般的なものとしては森口 (1968) などがある。

統計処理を行なう場合統計学についての知識はある程度必要である。SPSS や BMD で使用されている統計処理に関して全般的に述べたものとしては，肥田ら (1961) や奥野ら (1971) などがあり，地質学との関連については HARBOUGH and MERRIAM (1968) が良い。統計学の入門書としては国沢(1974)などが手頃である。それぞれの分析法についての解説書も最近かなり出ており，たとえば，ハナン (1974)，スミス(1967)，ローリィ (1970) などがある。「数理科学」の特集にもかなり入つている（たとえば，71年4月号因子分析，73年3月多変量解析）。地質学における応用については水谷 (1974) で詳しく紹介されている。

## 謝　辞

本稿を草するに当り，当研究に深い御理解を示され有益な御助言を戴いている京都大学中沢圭二教授及び姫路工業大学弘原海清助教授，BMD と SPSS に関連して御指導戴いた同志社大学三宅一郎教授，データの使用を快諾された鹿児島大学岡田博有教授，および発表に当つて多大の便宜をはかつて戴いた東京都立大学矢沢大二教授に厚くお礼申し上げる。

本研究中の計算は京都大学及び名古屋大学の両大型計算機センターで行なつた。

## 文　献

浅野長一郎 (1971)：因子分析法通論. 481 pp., 東京, 共立出版社.

DAVIS, J. C. (1970) : Information contined in sediment-size analysis. *Mathematical Geol.*,

2, No. 2, pp. 105–112.
DIXON, W. J. (1973) : BMD Biomedical Computer Programs, Univ. California Press, 773 pp.
ハナン, E. J. (細谷訳)(1974) : 時系列解析. 161 pp., 東京, 培風館.
HARBOUGH, J. W. and MERRIAM, D. F. (1968) : Computer Applications in Stratigraphic Analysis, John Wiley and Sons, Inc., New York, 282 pp.
HARMAN, H. H. (1967) : Modern Factor Analysis, second edition, The University of Chicago Press, Chicago and London, 474 pp.
肥田野直, 瀬谷正敏, 大川信明 (1973) : 心理教育統計学. 346 pp., 東京, 培風館.
IMBRIE, J., and Van ANDEL, T. H. (1964) : Vector analysis of heavy mineral data. *Geol. Soc. Am., Bull.*, **75**, No. 11, pp. 1131–1156.
KLOVAN, J. E. (1966) : The use of factor analysis in determining depositional environments from grain-size distributions. *Jour. Sed. Petr.*, **36**, No. 1, pp., 115–125.
国沢清典 (1974) : 統計学初歩, 数学セミナーリーディングス, 数学セミナー増刊, 160 pp., 東京, 日本評論社.
水谷伸治郎 (1974) : 数理地質学. 地球科学, **28**, 4号, pp. 128–149.
森口繁一 (1968) : JIS フォートラン入門, 上. 東京, 東京大学出版会.
中村　孝 (編集)(1974) : SPSS 使用の手引. 北海道大学大型計算機センター・ニュース, Supplement 7, 105 pp.
NIE, N., BENT, D. H., and HULL, C. H. (1970) : SPSS Statistical Package for the Social Sciences, McGraw-Hill Book Co., New York, 343 pp.
OKADA, H. (1961) : Cretaceous sandsotone of Goshonoura Island, Kyushu. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geology*, **11**, No. 1, pp. 1–48.
奥野忠一, 久米　均, 芳賀敏郎, 吉沢　正 (1971) : 多変量解析法, 430 pp., 東京, 日科技連.
PETTIJOHN, F. J. (1957) : Sedimentary Rocks, second ed., Harper and Row, New York, 718 pp.
ローリィ, D. N., マックスウェル, A. E. (丘本訳) (1970) : 因子分析法. 163 pp., 東京, 日科技連.
スミス, D. (中村訳)(1967) : 応用回帰分析. 東京, 森北出版.
UJIIE, H. (1962) : Introduction to statistical foraminiferal zonation. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **68**, No. 803, pp. 431–450.
山本嘉一郎 (1974) : 因子分析法の堆積環境解析への応用. 地質学雑誌, **80**, 4号, pp. 165–177.
山本嘉一郎 (1974) : BMD P-series プログム概説 (1), 京都大学大型計算機センター公報. **7**, No. 4, pp. 186–193.
山本嘉一郎 (1975) : BMD P-series プログラム概説 (2). 京都大学大型計算機センター公報, **8**, No. 1, pp. 9–11.

(1975年8月13日受理)

地学雑誌 84, 6 (1975)

# 酸素同位体比法による古水温の推定

増田富士雄*

## Determination of Paleotemperature by the Oxygen Isotope Analysis

Fujio MASUDA

**Abstract**

The oxygen isotope technique introduced since last two decades, has become more extensively used than any other geochemical technique for paleotemperature determination. In this paper, representative studies using this technique and the principle of the method are briefly presented and problems posed directly and indirectly from this technique are discussed.

In 1947, H. C. UREY found that the ratio of stable oxygen isotopes in calcium carbonate varies with temperature at which this carbonate is produced from water. He suggested that the variation in isotope concentration can be used as a geological thermometer. UREY *et al.* (1951) first published a paper on paleotemperature determination. Since then many paleotemperature measurements have been published by various workers who used calcium carbonate-bearing fossil as basic materials.

Few paleotemperature data from the Paleozoic Group are available at present. Those of Mesozoic paleotemperature are given by BOWEN (1966, *et al.*) and many other workers. As the result of the values of the Mesozoic temperature based on the belemnite shells collected from various localities in the world, the paleotemperature trend in Europe differs from those in Australia. The Tertiary temperature is known only in Australia (DORMAN, 1966), New Zealand (DEVEREUX, 1967), and Northwest Pacific (DOUGLAS *et al.*, 1971). The paleotemperature change in the Quaternary was discussed by many workers. Among others, EMILIANI (1966) showed the generalized climatic curve during these 450,000 years. The middle Pleistocene temperature in the Boso Peninsula is calculated by the writer and his colleagues based on the oxygen isotopic composition of the pelecypod shell. The results give the temperature ranging from 6.5° to 19.5°C.

The carbonate-water temperature scale were formulated very accurately by CRAIG (1965), and HORIBE and OBA (1972). No problem arises in regard with the analytical techniques and the measurements of the oxygen isotope composition in order to calculate the paleotemperature.

Three problems the paleotemperature technique is now facing are: the question of isotopic preservation, "vital effect", and the uncertainity of the isotopic composition of ancient sea water in which the fossil organisms lived.

* 筑波大学地球科学系 Tsukuba University

The unaltered shells must be used as the samples of the paleotemperature measurement, because it is known that the primary oxygen isotope ratio changed during the post depositional and diagentic processes. A few studies dealing with the problems of the original isotopic preservation are also presented.

It may be considered that the calcium carbonate as shell constituents precipitates in equilibrium with the environmental water in which the shell is growing. However, oxygen isotopic compositions are different among different genera which lived in a same condition, as reported by KEITH *et al.* (1964) and others. Because of highly selective physiological absorption of certain oxygen isotopes, an equilibrium between precipitated calcium carbonate in organisms and surrounding water is not possibly maintained. This disharmonious phenomenon is called " vital effect ". The values of $\delta O^{18}$ of *Glycymeris* are about 0.5‰ lower than those of *Mactra* collected from the same horizons. This difference may be only due to the differences in time and rate of the precipitation of calcium carbonate between the two genera. In most cases, the " vital effect " could be explained by the inorganic process of equilibrium fractionation effect for the oxygen isotope.

The oxygen isotope ratio of marine shells is affected both by the temperatue and salinity of the sea water. The oxygen isotopic composition of ancient water in which the fossil lived can not be known using the carbonate thermometer. Therefore, it is postulated that the oxygen isotopic values of the ancient sea water are put equal to that of the Standard Mean Ocean Water (SMOW). Recently STANTON and DODD (1970), and HORIBE and OBA (1972) were proposed the methods of the calculation of the ancient oxygen isotopic composition of water. The writer determined the oxygen isotopic compositions of Pleistocene sea water on the basis of the oxygen and carbon isotopic compositions and strontium content in the molluscan shells occurred from the Shimosa Group, the Boso Peninsula (Fig. 16). The valves of $\delta O^{18}$ of the sea water are ranging from $-1.1$ to $+0.6$‰. Between the glacial and interglacial ages, the difference of the water temperature may be 7-9°C, and that of the oxygen isotopic composition of the sea water may be 0.9-1.2‰.

## I. はじめに

化石硬組織をつくつている炭酸カルシウム中の酸素安定同位体比($^{18}O/^{16}O$)を用いて，地質時代の海水温を推定する方法は，UREY (1947) によつて理論的に可能であると指摘されてから，彼とそのグループ (UREY *et al.*, 1951 ; MCCREA, 1950 ; EPSTEIN *et al.*, 1953ほか) によつて基礎的な問題は解決されていつた。そして今日まで数多くの古水温推定の研究が報告されている。その中でも BOWEN (1966, ほか) による世界各地のベレムナイトを使つた中生代の古水温，DORMAN (1968, ほか) によるオーストラリアの第三紀二枚貝からの古水温および EMILIANI (1966, ほか) の深海底コア中の浮遊性有孔虫殻の酸素同位体比による古水温の研究などは酸素同位体比法の名をひろめた。

この方法は原理が物理化学的に明確であり具体的な数値として古水温を表現することができることなどの利点があるほか，試料となる炭酸カルシウムは化石となつて多く残つていることなどが，この酸素同位体比法をより有効なものとしている。

古水温の推定はそれ自体地質学にとつて有益であるばかりでなく，その海水に生息していた生物の生態復元や，堆積環境復元の貴重なデータとなる。またこの手法は古気候復元にとつて最も有力な手法となるだろう。

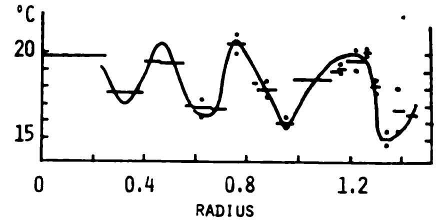
ここでは酸素同位体比法による古水温の代表的な研究を紹介し，地質時代の古水温変動を明らかにする。さらにこれらの研究に関連した研究について紹介する。次に酸素同位体比法の原理・方法について簡単に述べる。最後に，現在この方法による古水温推定が直面している問題点を明確にし，それに対する筆者の見解を述べる。

## II. 古水温推定の研究

### 1. はじめての古水温の算出

熱力学の理論から酸素同位体比法による古水温推定の可能性を指摘した UREY (1947) は，その後，幾人かの人達と一緒に，質量分析計の改良，炭酸塩の試料の精製法などの技術的な問題を解決し，温度スケールの決定を行なつた。そして1951年に化石を使つて初めて古水温の値を発表した (UREY *et al.*, 1951)。この論文は，地質学者や古生物学者に大きなセンセーションをまきおこした。彼らの用いた化石は英国，デンマーク，アメリカ合衆国産の上部白亜紀層からの腕足類，二枚貝，ベレムナイトである。それから推定した古水温は15～16°C を主とした値であつた。

このUREY らの論文の中には，ジュラ紀のベレムナイトの個体内での成長に伴なう同位体比の変化を扱つた部分がある(第1図)。そしてこのベレムナイトが約15～20°C の水温変化のある海水中に生息し，四年目の春に死んだものであるという見解を与えた。



第1図 Temperature variations observed in Mesozoic belemnite based on oxygen isotopes. (After UREY *et al.*, 1951.)

この研究は化石の酸素同位体比を用いてはじめて古水温を決定したことだけでなく，先に述べたように化石の生息当時の海水の状態を明らかにしたこと，さらにのちに述べる現在当面している問題をすべて指摘している。これ以後の古水温の研究は UREY らのこの研究の延長上にあるといつてもいいすぎではないだろう。

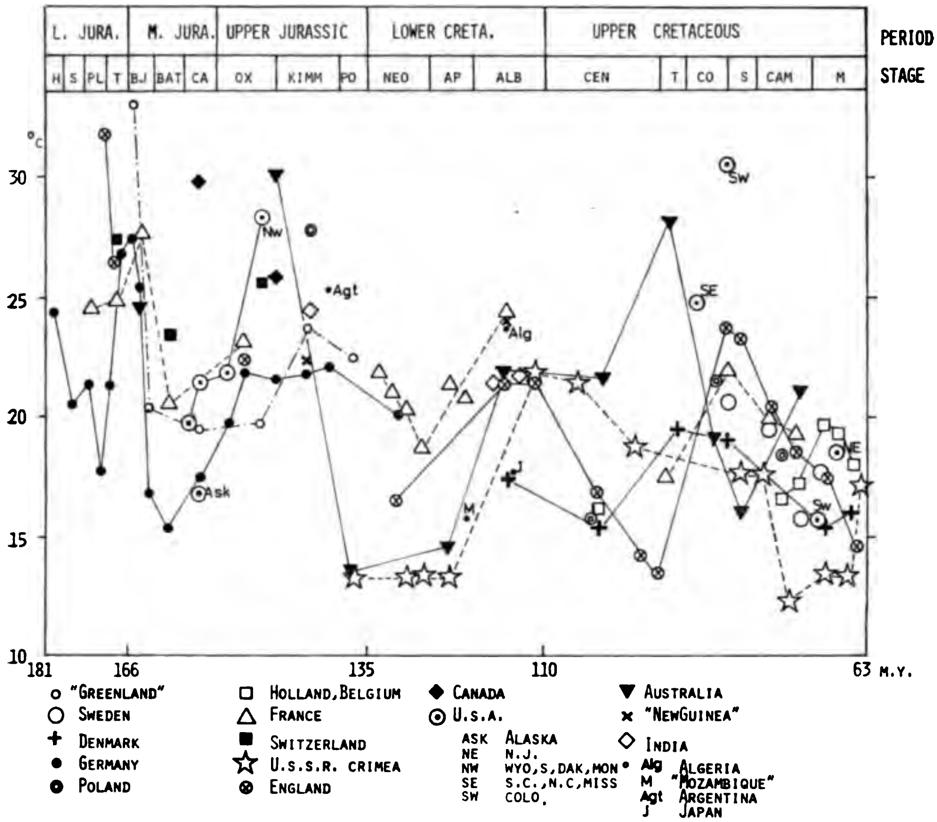
### 2. 古生代の古水温

酸素同位体比法による古生代の古水温の研究は多くない。それは初生的な同位体比を保存している試料が少ないことによる。DORMAN and GILL (1959) はオーストラリアの二畳系の石灰岩中の二枚貝を用いて，約21°C の値を得た。COMPSTON (1960) は同じオーストラリアのデボン紀，二畳紀の腕足類殻の同位体比を測定した。デボン紀の古水温は34～50°C という高い値で，試料の変質があつたものと考えられている。二畳紀については6.5～28°C という広い範囲の値を得た。LOWENSTAM (1961, 1964) は，COMPSTON の試料のほか，下部石炭系の腕足類についても測定した。そして下部石炭紀の古水温は25～30°C で，二畳紀には氷河によると考えられる7.7°C という低温と，17～26°C という古水温を得た。

これら古生代の水温は，後で述べる試料の変質や過去の海水の同位体比値がわからないという問題が大きく影響してくるため，現在のところあくまで試算の域を出ていない。

### 3. 中生代の古水温

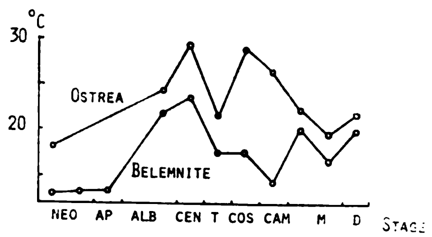
中生代の古水温推定の研究は盛んで，それに用いられた化石はベレムナイトが中心である。ベレムナイトは UREY *et al.* (1951) の研究にも用いられ，この種の研究に適している。それは殻が硬く，成長過程がわかり易く再結晶の有無も見わけ易いほか，世界各地から産出するからである。世界各地のベレムナイト化石を使つて，中生代の古水温推定を精力的に行なつたのは BOWEN である。それは酸素同位体比法の




第２図　Jurassic and Cretaceous oxygen isotope paleotemperatures based on belemnite guards. (Adopted from BOWEN, 1961, 1962, 1963, 1966; BOWEN & FONTES, 1963; BOWEN & FRITZ, 1963; DORMAN, 1968; EMILIANI, 1958; FRITZ, 1964; KEITH & WEBER, 1964; LONGINELLI, 1969; LOWENSTAM & FPSTEIN, 1954; TEITH *et al.*, 1957; UREY *et al.*, 1951; VOIGT, 1964.)

紹介と研究史を含めて一冊の本としてまとめられた (BOWEN, 1966)。

第２図は現在まで報告されているベレムナイトによるジュラ紀・白亜紀の古水温値を時代・地域別にまとめたものである。全体の傾向としては，ジュラ紀の初期では 25〜27°C，中期で約 20°C と下降し，後期で再び 22〜23°C に上昇する。ジュラ紀の末から白亜紀の初期にかけて 15〜20°C となり，白亜紀の中期で約 20°C，後期では 13〜19°C という中生代としては最も低い値となる。DORMAN (1968) はヨーロッパ各地からのデータをまとめ，ジュラ紀-白亜紀には 3,000 万年程度の温度変化のサイクルが認められるとし，これを大気中の炭酸ガス含量の変化とむすびつけて説明した。地域別に古水温変化をみると，地域毎にその変化が異なることがわかる。測定結果の多いヨーロッパでは概して一致した変化をみせるが，オーストラリアやアメリカなどはそれとは違つた古水温変動を示している。しかもそれはジュラ紀よりも白亜紀になつてはつきりしてくる。ヨーロッパ各地についても，グリーンランドやクレミア（ソ連）や英国の変動はより明瞭な変化をみせている。これらのことはその時代の古地理の違いによるものであろう。特にこの時期になつてはつきりしてくる大陸の分割と移動の問題とは深くかかわりあつていると考えられる。これらに関していくつかの断片的な説明はみられるが，総合的な説明は成功していない。



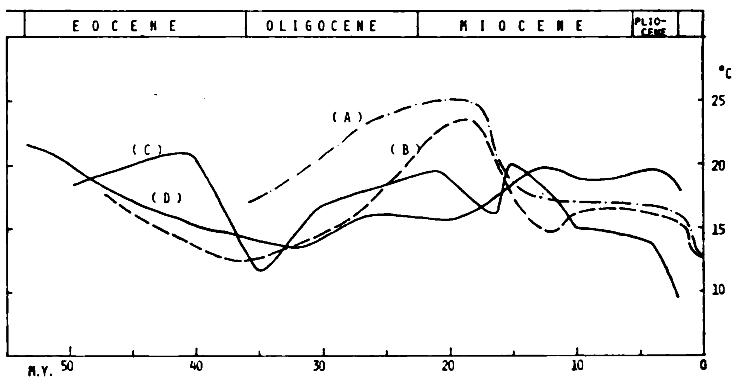

第3図　Paleotemperature curves from Cretaceous belemnite and Ostrea. (After ENGST, 1961.)

どの地域のデータからも例外なくみられる白亜紀末の古水温の低下については，BOWEN (1961) をはじめとして多くの人によつて，それをその時期の動物界の急変の原因にむすびつけて考えられた。VOIGT (1964) はヨーロッパの古水温の変動と化石群集との関係を論じ，その両者が必ずしも一致した変化を示さないことを指摘した。BOWEN (1966) はそれに反論し，JELETZKY (1951) や WICHER (1953) らによる古生物の変化と，古水温の変化が一致する例をあげ，生物群集の変化が温度以外のもの（海水の塩分濃度や pH など）によつても変わることを強調した。

こうして求めたベレムナイトによる古水温は同一層準から産出するカキ，イノセラムスや腕足貝などの化石より 2～5°C 低い温度を示す例（第3図）が数多く知られている（LOWENSTAM and EPSTEIN, 1954；TEIS *et al.*, 1957；ENGST, 1961；ほか)。これは，これらの種がベレムナイトよりも浅所に生息していたか，あるいは貝殻の形成時期が異なるためと考えられている。

## 4. 第三紀の古水温

第三紀の古水温の研究は，中生代や第四紀のそれにくらべて数少なく，オーストラリアとニュージーランドを中心に行なわれている。DORMAN and GILL (1959) はオーストラリアの南ビクトリア地域の始新世から鮮新世までの地層から産する貝化石の酸素同位体比から古水温を求めた。また同じ時代の古水温が DEVEREUX (1967) によつてニュージーランドの地層の有孔虫と二枚貝化石を用いて求められている。彼は炭素同位体比の値を参考に，陸水の影響があつたと考えられる試料を区別し，採集地点が違いものについては緯度の違いによる水温の補正も行なつた。その結果は DORMAN (1966) が報告したものとほぼ一致している（第4図)。

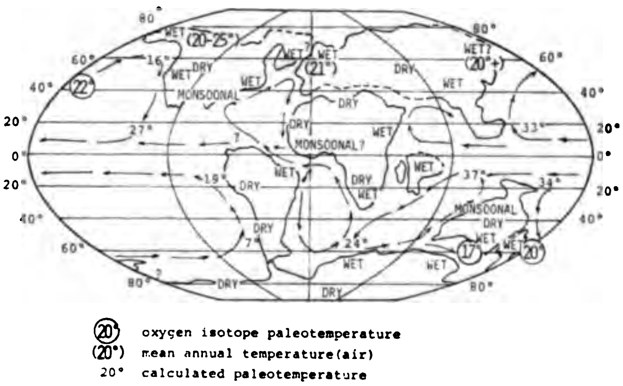



第4図　Temperature variation through the Tertiary in Australia (A, B), New Zealand (C), and Northwest Pacific (D). (A) Chlamys-Pecten Series, (B) Ostrea Series, DORMAN, 1966; (C) DEVEREUX, 1967; (D) DOUGLAS & SAVIN, 1971.

すなわち，始新世末から漸新世はじめにかけては比較的低温 (12～13°C) で中新世の初期には高温 (20～25°C) がえられている．また更新世のはじめは低温 (10～15°C) である。しかし DEVEREUX の結果は DORMAN の結果にはみられない高温値（約 21°C）が始新世の後期にみられる。

DOUGLAS and SAVIN (1971) は北西太平洋の3本の深海コア中の浮遊性有孔虫から第三紀の古水温を求めた。この結果は DORMAN (1966) や DEVEREUX (1967) の南太平洋地域のものと一部異なつている（第4図）。特に南太平洋地域のものにみられた中新世前半の高温が認められず，むしろ中新世後半から鮮新世に 19～20°C の暖かい値が得られた。これら3人の曲線から得られる共通点は始新世中期の高温と，始新世末期から漸新世初期の低温である。また更新世に入るとどれも低温を示す。

GLENIE *et al*. (1968) はニュージーランドとオーストラリアの古水温のデータを参考にして，第三紀の海水準変動曲線を求めた。FRAKES and KEMP (1972) は古水温のデータを使用して古第三紀の全世界の大陸分布にあてはめ，海流系と気候条件を推定した（第5図）。

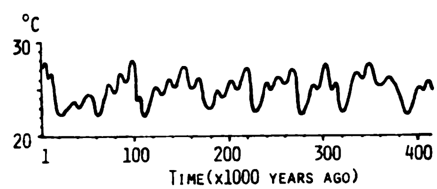



第5図　Reconstruction of weather and current patterns in Eocene. (FRAKES & KEMP, 1972.)

## 5. 第四紀の古水温

第四紀の古水温については，深海コア中の浮遊性有孔虫化石の酸素同位体比から求めた数多くの研究がある。

EMILIANI (1955, 1958, 1964, 1966, ほか) は各地の深海コアについて調べ，それらを総合して一般化した気候変動曲線（第6図）を発表した。このEMILIANI (1966) の曲線の中心となつたデータは，カリブ海の2つのコア，P 6304-8（長さ10.54 m）と P 6304-9 (14.29 m) によるものである。コアの年代については，放射性炭素法とプロトアクチニウム―イオニウム ($^{231}Pa/^{230}Th$) 法で得られた年代に，有孔虫化石の変遷を利用して対比し，その堆積速度を計算して P 6304-9 の基底部は 42.5万年という値を与えた (RONA and EMILIANI, 1969)。BROENCKER and DONK (1970) は同じカリブ海から得られたコアーの $\delta^{18}O$ 値が EMILIANI の海水温曲線と同様な傾向となることを確かめ，その堆積物の絶対年代を $^{231}Pa/^{230}Th$ 法で測定して，EMILIANI の推定年代は約25％若過ぎると結論した。EMILIANI (1970) はその絶対年代測定にあやまりがあるとして反論している。この相違はプロトアクチニウム―イオニウム法そのものに問題があることに由来する。EMILIANI (1966) の一般化された第四紀の海水温変化曲線は，カリブ海だけでなく太平洋・大西洋，地中海などの古水温変化はどれもお互に似ていることから作成されたが，その年代にまだ問題が残つているといえる。




第6図　Generalized temperature curve for the surface water of the central Caribbean sea. (After EMILIANI, 1972.)

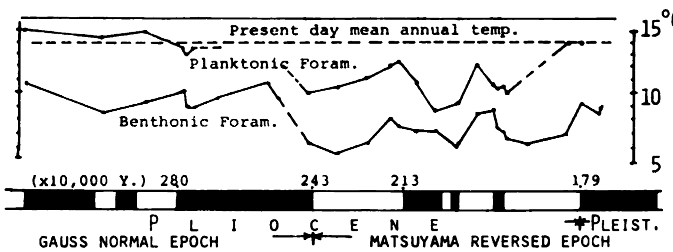
この海水温変化曲線によれば今から約45万年前までの間に約8°Cの振幅をもつた古水温の周期的な変

化が7回みられる。それらが各々氷期と間氷期を反映していると考えられている。氷期と間氷期の温度差は海水中の同位体比の補正を考えて，EMILIANI (1965) はカリブ海で約6°C とした。OBA (1969) によるインド洋の結果も同様の値である。しかしその温度差が小さい (0.8～2.1°C) 例も太平洋のコアの結果 (EMILIANI, 1955) から得られている。

筆者は房総半島の中部更新統産の貝化石の酸素同位体比から古水温を求めた（第16図）。これらは13～18°C の比較的温暖期（間氷期）の堆積物であり，一部の層準に約10°C の古水温が得られた。さらに下位の層準では7～8°C の低温も得られた。これらの層準は，間氷期中の亜氷期か氷期のものと考えられる。中部日本の沿岸付近の氷期の水温は温暖期のそれより約7～10°C 低いと推定できる。

塚田 (1974) は EMILIANI の多くの古水温曲線が，いずれの場合も温暖期から寒冷期への移行はゆっくりで，寒冷期から温暖期になる変化は急激であることを指摘している。このことは第8図や第10図の古水温曲線にもあらわれている。これが氷河や氷床の影響であるならば，氷河時代は長く氷床は徐々に発達し，短期間のうちに融氷したことになる。

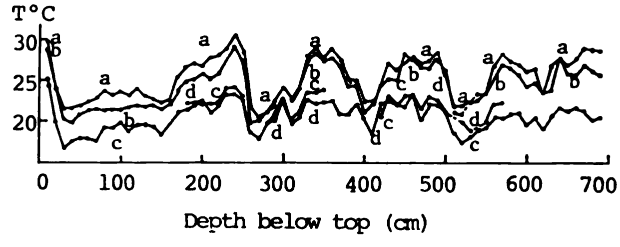
鮮新―更新統の境界付近の古水温についてはイタリアとニュージーランドのデータがある。EMILIANI *et al.* (1961) は南イタリアの le Castella 付近の地層中の有孔虫化石の酸素同位体比から古水温を求めた。その結果境界付近にかけての水温低下は認められるが，氷河時代に対応するような著るしいものでないとしている。DEVEREUX *et al.* (1970) はニュージーランドの鮮新―更新統の境界付近の古水温を有孔虫化石から求めた。浮遊性有孔虫から求めた表面水温は，底棲有孔虫から求めた海底水温より3～6°C 程度高い温度で，両者は同じ傾向の水温変化を示した。そして鮮新世中期から更新世初期に5～6°C の著るしい水温低下がみられることを示した（第7図）。




第7図 Paleoclimatic trends of New Zealand Plio-Pleistocene time. (After DEVEREUX & HENDY, 1970 ; KENNETT, WATKINS & VELLA, 1971.)

### 6. 表面海水温・底層海水温および海水温の四季変化の推定

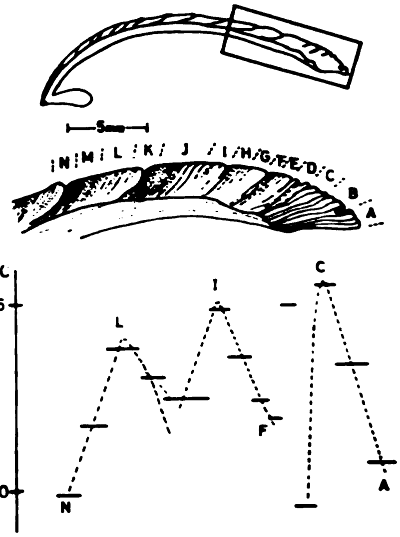
生物硬組織中の酸素同位体比から算出した古水温はその生物の生息場所のそれを反映している。同一層




第8図 Paleotemperature curves of the Caribbean deep-sea core A 179-4. (a) *Globigerinoides rubra*, (b) *Globigerinoides sacculifera*, (c) *Globigerina dubia*, (d) *Globorotalia menardii*. (EMILIANI, 1955.)

準から産出する浮遊性有孔虫と底棲有孔虫化石を使つて古水温を求めれば，当時の海域の表面と底層の水温が得られる。すでに述べたように DEVEREUX *et al.* (1970) はこの方法で鮮新—更新世の古水温曲線を発表した。EMILIANI (1955) はコアの古水温を測定した際，同一試料中の四種類の有孔虫 (*Globigerinoides rubra*, *G. sacculifera*, *Globigerina dubia*, *Globorotalia menardii*) から求めた古水温曲線はよく似た変動を示すが，種類によつて異なつた温度を与えることを見出した（第8図）。*G. rubra* と *G. sacculifera* は深度 30～40 m 以浅の表面近くに生息し，*G. menardii* と *G. dubia* は 110～130 m の深度に生活圏をもつている。この生態環境の違いが反映していることを示した。

貝殻などは成長に伴なつて徐々に形成される。そこでそれの古水温を次々に測定すればその生息期間の水温変化すなわち季節変化を知ることができる。すでに述べたように UREY *et al.* (1951) はベレムナイトを使つて水温の季節変化を求めた(第1図)。また BOWEN (1966) はジュラ紀のベレムナイトについて季節変化を求めた。その結果アルゼンチン，アメリカ，アラスカ，オーストラリア，インド，フランス，イギリスから産する異なつた層準のものであつても，どれも得られた最高温度の差が4.1°±3.3°C であることを示した。そしてこの温度差が現在の海の季節変化よりも小さいことから，ベレムナイトは移動性生物であろうと考えた。同様の手法を貝類化石に応用した例は多い（EPSTEIN *et al.*, 1953 a；BOWEN, 1966；堀部ら，1969；酒井ら，1969；ほか）。第9図は筆者ら (1972) が更新統産の二枚貝（エゾタマキガイ）の外層について行なつた結果である。2 cm ほどの間に3回の明瞭な寒暖の周期が認められた。その温度差は最大約 6°C であつた。貝殻の成長線の密な所では低温を示す傾向がみられた。



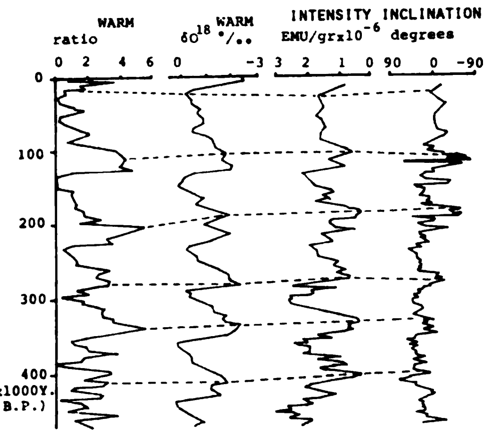

第9図 Seasonal variation analysis on the fossil specimen of *Glycymeris yessoensis*.

青島・鎮西 (1972) はこれらの手法を組み合わせて鮮新統の掛川層群の2層準の古環境を復元した。すなわち底棲と浮遊性有孔虫から求めた表層と底層の温度差は，西部地域で約 10°C，東部地域で 15～20°C であり，貝化石から求めた底層の季節変化は西部地域で約 7°C の幅があるが東部地域では約 3.5°C に小さくなつていた。このことから東部地域の方がかなり深かつたとし，この地理的な差が両地域の生物相の違いをもたらした原因であるとした。酸素同位体比法を用いた研究は，地質時代の海水温変化曲線を作成するという重要な仕事があるほか，さらにこれは古生態や古環境をさぐるための有力な手法になることから，今後この方面の研究もより盛んになるとおもわれる。

## 7. 古水温と関係した研究

酸素同位体比法による古水温推定の研究が他の手法による研究とむすびついて興味深い結果をもたらした例をいくつか簡単に述べてみよう。

古水温変動曲線を作成する場合どうしてもその時間のスケールが必要となる。それぞれの年代測定法には問題がある。種々の年代測定法の発達は，古水温曲線を正確に理解するためにも重要なことである。KENNETT *et al.* (1971) は古地磁気の測定値を年代対比に使つて，DEVEREUX *et al.* (1970) の鮮新—更新統の境界付近の古水温との関係を論じた（第7図）。また HAYS *et al.* (1969) は何本かの深海コアを古地磁気編年によつて対比し，古水温変化を比較した。




第10図 Correlation of the *Globorotalia menardii* climate curve, the orygen isotope climate curve of *Globigerinoides rubra* measured by DONK (1970), variations in magnetic intensity and in magnetic inclination measured by WOLLIN *et al*. (1971) in deepsea core V 20-108 from the Caribbean.

WOLLIN *et al*. (1971) は6本の深海コアの古地磁気と古水温などを比較した(第10図)。その結果，古地磁気の残留磁気強度および伏角の変化曲線が酸素同位体比による古水温曲線と良い一致をみせることを発見した。そして地磁気の変動が気候を変える要因になつている可能性を述べている。

酸素同位体比法の試料となる化石そのものの古生物学的な研究と古水温との比較も多い。VOIGT (1964)はヨーロッパの中生代の古生物群集と古水温との関係を論じている。第三紀の古水温曲線，有孔虫群集，古地磁気の変化などを総合的に対比する試案が BERGGREN (1971) によつて提出されている。第四紀海底コアの有孔虫群集と古水温との関係について論じた研究は多い。ERICSON (1959) は北大西洋の現生浮遊性有孔虫の分布から，*Globigerina pachyderma* の右巻きと左巻きの個体が4月の表層海水温7.2°Cを境にして，それぞれ中緯度と高緯度にはつきりと棲み分けていることを発見した。そしてその境界付近の海底コア中の同じ種の右巻きと左巻きの個体数比から古水温変化を求めた。この同じコアについて DONK (1969) は酸素同位体比法によつて古水温曲線を作成したところ，ERICSON が有孔虫群集から求めた古水温変化と非常に良く似た曲線となつた。第10図は DONK (1970) による *Globorotalia menardii* を使つて同様にして求めた水温変化曲線である。酸素同位体比値とよく一致した変化をみせる。

海底コア中の炭酸カルシウム量が周期的に変化していることを見出したのは ARHENIUS (1952) である。氷河期には極地方に氷河が広く発達するために，赤道地方と極地方との間の海水の温度勾配が現在よりも大きくなる。このため赤道付近の湧昇流が激しくなり，深層からの富栄養水の供給が盛んになつて，植物プランクトンの繁栄につづいてそれを餌とする動物性プランクトンの繁殖が増大し，有孔虫・ココリス・翼足類などの石灰質の殻の生産量が急増する。そこで堆積物中の炭酸カルシウム量は氷期に多く，間氷期に少ないと考えた。HAYS *et al*. (1969) は中部赤道太平洋のコア中の炭酸カルシウム量を測定し，同じコアについて報告のあつた ERICSON and WOLLIN (1968) の微化石，および EMILIANI (1966) の酸素同位体比による古水温とをくらべ，ARHNIUS の考えの正しいことを示した。

硬組織の炭酸カルシウム中の微量元素（マグネシウムやストロンチウムなど）や炭素同位体比 ($^{13}C/^{12}C$) などと，酸素同位体比との関係を論じ，古環境を復元しようとする研究もある。LOWENSTAM (1961) は現生および化石の腕足類のストロンチウム・マグネシウム含量と酸素同位体比値を測定し，両者が相関することを示した。STANTON and DODD (1970, 1975) はカルフォルニアの鮮新統産の貝殻中のストロンチウム含量と酸素・炭素同位体比から過去の海水の温度と塩分濃度の推定を行ない，古生物群集との関係についても論じている。増田・平 (1975) も房総半島の更新統産の貝化石について酸素・炭素同位体比および微量元素量を測定して，古水温，古塩分濃度を詳細に再現した（第16図）。

そのほかある地域の地形面の研究は，古水温曲線を加味すればより正確な海水準変動がとらえられることになるだろう。またすでに述べた FRAKES and KEMP (1972) のような古海流の復元は，酸素同位体比のデータが増加すればさらに精度が向上するし，その他の多くの知識と総合することによつて世界的な

古気候の復元の有力な手法のひとつになるとおもわれる。

## III. 酸素同体位比法の原理と方法

酸素同位体比法の原理は UREY (1947) によつて理論的に提示され，同時に NIER (1947) の高精度の質量分析機器の開発がそれを可能にした。

### 1. 原　理

酸素には半減期の短い（もつとも半減期の長いもの $^{15}O$ で2.1分）放射性同位体（$^{14}O$, $^{15}O$, $^{19}O$）と3つの安定同位体（$^{16}O$, $^{17}O$, $^{18}O$）がある。海水の酸素は $^{16}O$, $^{17}O$, $^{18}O$ がそれぞれ99.763%，0.0372%，0.1995%の割合で存在している。これらの酸素同位体は水素と化合して水をつくり，また炭素と化合して炭酸ガスをつくる。そしてこの両者は自然界にひろくみられる。

同位体分子の分別現象は，同位体の質量の違いによつて化学種の熱力学的性質に差が生ずることに原因する。自然界で同位体存在量比の変動を生ずる原因は，反応速度，反応率，同位体交換平衡，拡散，蒸発と凝縮，溶解，吸着，結晶，昇華などが考えられる。たとえば酸素化合物である水の場合，軽い水($H_2{}^{16}O$)の方が重い水($H_2{}^{18}O$)より蒸発しやすい。そこで長い時間存在する海水中の酸素同位体比（$^{18}O/^{16}O$ 比）

（酸素同位体比としては $^{17}O$ の存在度が少ないことから $^{18}O/^{16}O$ 比を取り扱う。また $^{18}O$ を特に重酸素と呼んでいる。）

は淡水のそれより大きいことが予想され，海水中の炭酸イオンとその炭酸イオンをともなつて沈積した堆積物中の炭酸塩の同位体を用いて水温を推定しようという研究に発展した。その試料として注目されたのが化石となつて残つている硬組織であつた。

海生生物の硬組織の炭酸カルシウム（$CaCO_3$）が海水中で形成されるという反応は次のように考えられる。

$$CO_2+H_2O \rightleftarrows H_2CO_3 \quad ①$$

$$H_2CO_3 \rightleftarrows H^+ + HCO_3^-,\ HCO_3^- \rightleftarrows H^+ + CO_3^{--} \quad ②$$

$$CaCO_3+H_2CO_3 \rightleftarrows Ca^{++} + 2\,HCO_3^- \quad ③$$

水に溶存する $CO_2$ は水と反応して炭酸（$H_2CO_3$）となる（①式）。$H_2CO_3$ の一部は重炭酸イオン（$HCO_3^-$）と炭酸イオン（$CO_3^{--}$）となる（②式）。$CO_2-H_2CO_3-HCO_3^-CO_3^{--}$ 分子はある条件下で平衡を保つて水中に存在するが，温度，圧力等の条件の変化で平衡は移動する。$CaCO_3$ の沈積はこれらの系と微妙な平衡関係にある。$CaCO_3$ が沈積するということは③式で反応が左側へ移動することで，これは水中の $CO_2$ の減少で容易におこる。こうして形成される $CaCO_3$ 中の $CO_3$ は水中の $CO_3^{--}$ に由来するといえる。この $CO_3^{--}$ と水との間では次のような酸素同位体交換反応が考えられる。

$$^1/_3\ C^{16}O_3^{--} + H_2{}^{18}O \rightleftarrows {}^1/_3\ C^{18}O_3 + H_2{}^{18}O$$

この反応の平衡状態は温度によつて変わる。その平衡定数（分離係数）Kは

$$K = \frac{(H_2{}^{16}O)\ (C^{18}O^{--})^{1/3}}{(H_2{}^{18}O)\ (C^{16}O_3^{--})^{1/3}} = \frac{[(C^{18}O_3^{--})/(C^{16}O_3^{--})]^{1/3}}{(H_2{}^{18}O)/(H_2{}^{16}O)}$$

で示される。この平衡定数はそれぞれの分子のエネルギー状態の総和である分配関数（Q）によつてきまる。

$$Q = \sum e^{-E_i/RT}$$

ここで $E_i$ は i 番目の状態のエネルギー，Rはボルツマン定数，Tは絶対温度で示され，温度によつて変化することがわかる。従つて先の平衡定数Kも温度の関数である。この平衡定数Kは理論的に MCCREA (1950)，URET *et al.* (1951) などによつて計算されている（第1表）。それらの計算結果によれば，平衡定数の温度変化は1°C あたり 0.15～0.20‰というわずかなものである。このことは生物殻の炭酸カルシウム中の $^{18}O$ 濃度を0.1‰の精度で測定すれば，その生物が生息していた当時の水温をおよそ0.5°C の

第1表 Theoritical values for the fractionation factor (K) in the carbonate-water equilibrium system, and temperature coefficient.

| Workers | K at 0°C | K at 25°C | ΔK/ΔT/°C |
|---|---|---|---|
| EPSTEIN (1951) | 1.025 | 1.021 | 0.000196/°C |
| UREY *et al.* (1951) | 1.022 | 1.018 | 0.000176/°C |
| THORLEY (1961) | 1.018 | 1.014 | 0.000152/°C |

精度で求められることを意味している。理論値は基礎となる固体液体状態における分子中の原子の振動エネルギー($E_i$)が正確にわかつていないため近似値となつている。そこで古水温を求めるには炭酸カルシウム中の $^{18}O$ 濃度と水温との関係（温度スケール）を実験的に求め，それから算出するという手法をとつている。

## 2. 重酸素濃度 $\delta^{18}O$ の表現方法と標準試料

炭酸カルシウム中の重酸素濃度 $\delta^{18}O$ は標準試料の $^{18}O$ 濃度からの千分率偏差（‰）として表現される。

$$\delta^{18}O=\left[\frac{(^{18}G/^{16}O)\text{サンプル}}{(^{18}G/^{16}O)\text{標準資料}}-1\right]\times 1000$$

たとえばある試料の $\delta^{18}O$ 値が＋1‰であるということは，この試料が標準試料の $^{18}O$ 含量より1‰だけ $^{18}O$ を濃縮していることを意味している。

標準試料としては PDB と SMOW がひろく使用されている。PDB はアメリカ南カロライナ州の Pee Dee 層から産出した Belemnite で，すでに紹介した VREY *et al.* (1951) のはじめての古水温測定の研究に用いられたものである。その後の炭酸塩を使つた酸素同位体比法による古水温の研究にひろく使用されている。現在，PDB そのものはなくなつており，それとの関係が良くしらべられている標準試料 (NBS-1) を用いて，PDB に換算している。NBS-1 は National Bureau of Standards (U.S.A) の略である。

SMOW は Standard Mean Ocean Water（標準平均海水）の略で，CRAIG (1961) によつて定義された標準試料である。酸素同位体に関する研究では最も一般的に用いられるもので，近年古水温推定の研究の標準試料としても多く使われてきている。

PDB の炭酸ガスと SMOW のそれとの分別係数は 1.0002 である (CRAIG, 1965)。PDB の炭酸ガスは SMOW に対して約＋40.9‰の $\delta^{18}O$ 値である。標準試料さえ明記してあれば，各々の測定結果を補正することは容易である。

## 3. 温度スケール

炭酸塩中の重酸素濃度と温度との関係（温度スケール）は MCCREA (1950), EPSTEIN *et al.* (1953), CRAIG (1965), 堀部・大場 (1972) によつて求められている。

MCCREA (1950) は蒸留水と海水を溶媒として炭酸塩を無機的に合成し，温度スケールをつくつた。

EPSTEIN *et al.* (1953) は，いろいろの温度で飼育された貝殻と，生育温度のわかつている天然産の貝殻の温度から関係式を求めた（第11図）。CRAIG (1965) はこれにいくつかの補正を加えて次のような式を得た。

$$t=16.9-4.2\ (\delta^{18}O_s-\delta^{18}O_{sw})+0.13\ (\delta^{18}O_s-\delta^{18}O_{sw})^2$$

ここで t は温度（°C），$\delta^{18}O_s$ は未知試料である炭酸カルシウムの $^{18}O$ 濃度，$\delta^{18}O_{sw}$ はその炭酸カルシウムが生成したときの周囲の水の $^{18}O$ 濃度である。この温度スケールは現在最も多く用いられているものである。

最近，堀部・大場 (1972) は炭酸カルシウムの多形のアラレ石と方解石では結晶と水との間に酸素同位体の交換平衡定数および温度変化に差のあることを見出し，アラレ石と方解石の温度スケールを各々現生のアカガイ (*Anadara broughtoni*) とホタテガイ (*Patinopecten yessoensis*) を用いて決定した。

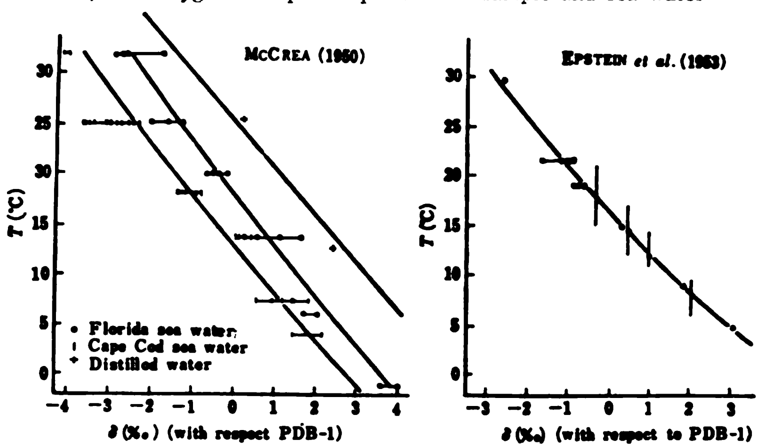
CARBONATE-WATER TEMPERATURE SCALES

| | | |
|---|---|---|
| McCREA (1950) : | $t=16.0-51.7\ \delta+0.092\ \delta^2$ | |
| EPSTEIN *et al.* (1953) : | $t=16.5-4.3\ \delta+0.14\ \delta^2$ | |
| CRAIG (1965) : | $t=16.9-4.2\ \delta+0.13\ \delta^2$ | |
| HORIBE and OBA (1972) : | $t=13.85-4.54\ \delta+0.04\ \delta^2$ | aragonite |
| | $t=17.04-4.34\ \delta+0.16\ \delta^2$ | calcite |

t : temperature in °C

$\delta=\delta_s-\delta_{sw}$

$\delta_s$, $\delta_{sw}$ : oxygen isotope composition of sample and sea water




第11図 Carbonate-water temperature scales. (After HORIBE *et al.*, 1969.)

アラレ石については

$t=13.85-4.54(\delta^{18}Os-\delta^{18}Osw)+0.04(\delta^{18}Os-\delta^{18}Osw)^2$

方解石については

$t=17.04-4.34(\delta^{18}Os-\delta^{18}Osw)+0.16(\delta^{18}Os-\delta^{18}Osw)^2$

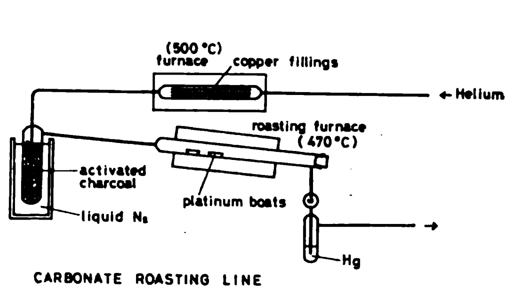
の温度スケールを得た。この方解石の温度スケールは CRAIG (1965) の式とよく一致する。

ここで大切なことは，試料中の $\delta^{18}Os$ 値と水温 t との関係だけではなくて，地域による海水中の重酸素濃度の偏差値 $\delta^{18}Osw$ が関係してくることである。このことについてはあとでまたふれる。こうして温度スケールについては古水温測定に十分な精度のものができたことになる。

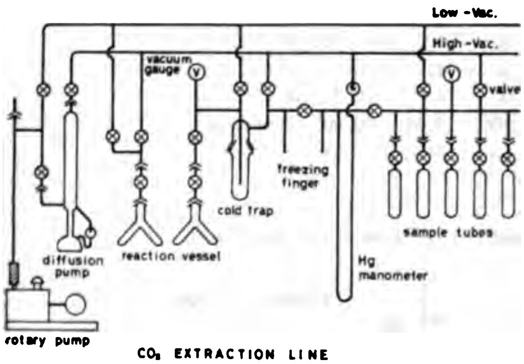
### 4. 試料の作成

酸素同位体比法による古水温測定では，試料の $^{18}O$ 濃度を±0.1‰程度の精度で測定するため，試料作成の際の誤差をできるだけちいさくしておく必要がある。

試料は自然乾燥後，超音波洗浄あるいは付着物をけずり除去し，再び乾燥したのち粉末とする。試料とする生物硬組織中には多少とも有機物が含まれ，それが結果の再現性を悪くするために第12図のような装置で有機物を分解，除去する。ヘリウムガスを，あらかじめ500°Cに加熱した還元銅中を通し，ガス中の微量な酸素を除く。つぎに液体窒素で冷却された活性炭トラップ中を通し，水




第12図 Carbonate roasting line.

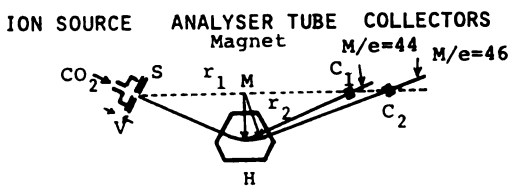



第13図　Carbon dioxide extraction line.

蒸気やその不純物を除いた。こうして精製したヘリウムガスを一定速度（約0.4 cc/秒）で流し，白金ボートに入れた試料をその中で低温から約470°C にあげ，その温度で約60分間加熱する。こうして有機物は熱分解してヘリウムガスとともに排出される。この試料を 100 % リン酸と真空中 25°C で反応させる。そして発生した炭酸ガスを第13図の装置で，真空蒸留で取り出し，ドライアイス，液体窒素で数回精製する。こうして得た炭酸ガス中の酸素同位体比を質量分析計によつて測定する。

### 5. 質量分析計

古水温の測定をはじめとする同位体の測定には，同位体比の絶対値を知る必要がないことが多い。そこで試料の酸素同位体比はすでに述べたように標準試料からの偏差として表わす。このため測定には未知試料と標準試料とを比較しながら測定する方法をとる。同位体比質量分析計の試料導入系は複式試料導入装置と呼ばれる形式をとり，未知試料と標準試料を交互に分析部（イオン源）に導入できるようになつている。ここでは試料となる気体（酸素同位体法では炭酸ガス）のガス圧を一定に調節し，イオン源に送られる。イオン源にはいつたガスは電子で衝撃され，イオンとなつてある電圧V（ボルト）で加速されて強さの均一な磁場H（ガウス）に入る。この磁場は第14図のように扇形をしており，イオンは磁場中で進行方向からの力をうけて円軌道を描く。この円軌道の半径 r (cm) とイオンの質量数 M との間には次のような関係がある。




第14図　Analyser tube of the ratio mass spectrometer. (After OBA, 1972.)

$$M/e = \frac{1}{(144)^2} \cdot \frac{r^2H^2}{V}$$

ここで e は単位電荷数であるから，M/e は単位電荷あたりのイオンの質量数である。たとえば炭酸ガスについても M/e=44 ($^{12}O^{16}O^{16}O$) のものと M/e=46 ($^{12}O^{16}O^{18}O$) のものとでは同じ電圧で加速されて磁場中に入つても，質量数の異なるイオンは違つた半径の円軌道をとる。磁場が質量数の異なつたイオンを分離するわけである。イオン源のスリット $S_1$，磁場の頂点 M を結ぶ直線上の $C_1$ および $C_2$ に収束する（第14図）。この点にコレクターを置き集まるイオンの電流を測定すれば，それぞれのイオン量すなわち質量数の異なる分子の割合を知ることができる。普通同位体質量分析計の場合には，磁場および加速電圧は一定に保ち，$C_1$ および C のコレクターからなる複式コレクターを用いて同時に異なる質量数のイオンを集めてそのイオン量比を測定する。

こうして得られた未知試料と標準試料との酸素同位体比から δ 値が求められる。しかし $^{13}C$ と $^{17}O$ の影響があるので，それを補正しなくてはならない。

$$R_{46} = \frac{(^{12}C^{16}O^{18}O) + (^{13}C^{16}O^{17}O) + (^{12}C^{17}O_2)}{(^{12}C^{16}O_2) + (^{12}C^{16}O^{17}O) + (^{13}C^{16}O_2)}$$

求める同位体比 ($R_{18}$) は ($^{12}C^{18}O^{16}O$)/($^{12}C^{16}O_2$) であるので実測値 $R_{46}$ との間に次のような関係式がある (CRAIG, 1957)。

$$R_{18} = 1.0014 \times R_{46}$$

これによつて炭酸ガス中の酸素同位体比をたんに酸素同位体比に換算することができる。現在使用されている精度のよい同位体比質量分析計は $\delta^{18}O$ を±0.02‰の精度で測定できる。これは温度に換算するとお

よそ±0.1°Cに相当する。

## IV. 酸素同位体比法の問題点

酸素同位体比法といわれる古水温推定法で現在大きな問題となつている点は次の3点である。1. 試料となる化石が初生的な同位体組成を変化せずに現在まで保存しているか，2. 過去の海水の同位体比をいかに知るか，3. 生物硬組織形成の際に周囲の海水と同位体平衡が成り立つているか。これらの問題点について述べてみよう。

### 1. 初生同位体比の保存

化石を試料とすることが多い古水温推定の研究では，その試料が初生同位体比を変化させずに保存しているかどうかが大きな問題となる。なぜなら初生同位体比こそ当時の海水温を反映しているからである。長い時間堆積物中に保存される化石硬組織は，しばしば周囲の水や鉱物などのために溶解や変質をうけたり，再結晶したりすることがある。たとえば地下水など $^{18}O$ 濃度の低い水が存在しているような場で再結晶がおこると，もとの $^{18}O$ 濃度は保存されずに，その場の水と同位体平衡となり，一般に薄い $^{18}O$ 濃度を与えることになる。従つてなんらかの方法で試料が変質していないことを確かめる必要がある。試料の変質の有無はX線分析や顕微鏡観察等によつて判断できる。硬組織中の微量元素含量の測定もその判定の有効な手段となる。

同位体比法の試料としては，変質したことが容易にわかるような鉱物種や，逆に変質しにくい鉱物種を，用途に応じて使いわける必要がある。炭酸カルシウムの天然にみられる同質異像のアラレ石と方解石のうち，アラレ石は容易に変質して方解石に変わる。そこで若い時代の古水温推定のための試料としては，アラレ石が変化していないことを確認すれば有効な試料となる。STAHL and JORDAN (1969) は試料としては方解石に変わつていないアラレ石を用いる方が適当であるとの見解を示している。筆者ら (1974) は房総半島の更新統の古水温研究の際に，アラレ石からなる貝化石を試料として用いた。方解石にはマグネシウム含量の高いもの (high Mg-Calcite) と低いもの (low Mg-Calcite) があり，前者は容易に変質してしまうが，後者は比較的安定である。そこで低 Mg 方解石を初生的に分泌する生物殻が試料として使用されることも多い。

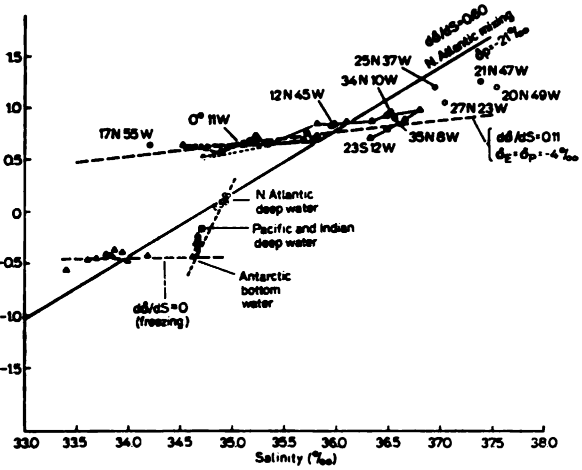
中生代あるいはそれ以前の時代の化石は続成作用による変質がみられることが多い。CLAYTON and STEVENS (1968) は同一層準産のベレムナイトの $\delta^{18}O$ 値がばらつくことを，弱い続成作用の結果によるものとして，それらの値のうち最も $\delta^{18}O$ 値の高い（低温）のものを，同位体交換がなかつたか，あつても最少であると仮定して古水温を算出している。LONGINELLI (1969) は白亜紀とジュラ紀のベレムナイトについて，同一個体内の季節変化を酸素同位体比から求めた。そして明らかに試料が再結晶してしまつているものについても，変質していないベレムナイトにみられるような，はつきりとした酸素同位体比の周期的な変動がみられることを示した。これは試料の変質程度を知る方法として有効であるし，またその過程を明らかにできる可能性を示している。

変質に伴なう同位体比の変動についての研究は今後の大きな課題である。

### 2. 過去の海水の酸素同位体比

前章で述べたように，温度スケールの決定に際しては，その硬組織を形成した場所の海水の同位体比が必要であつた。化石に適用する場合，その化石が棲息していた当時のその場所の海水の $^{18}O$ 濃度がわからないと，古水温は正確には算出できない。もちろん，過去の海水そのものは手に入れることができない。そこで多くの古水温の研究では海水の $\delta^{18}O$ 値は現在の標準平均海水の値 ($\delta^{18}O_{sw}=O$) と同じであると仮定している。

海水の $\delta^{18}O$ 値は，EPSTEIN and MAYEDA (1953)，CRAIG and GORDON (1965)，堀部 (1968) ら多くの人々によつて0‰付近であることが知られている。またその値は塩分濃度と相関している（第15




第15図　Oxygen isotope-salinity plot of Atrantic Ocean water. δE and δP refer to the isotopic composition of evaporating vapor and precipitation. (CRAIG & GORDON, 1965.)

図)。氷河の融水の多い高緯度地域からの海水は0.5～1‰低く，極地域の海水のもぐり込む深海水は0.2～0.4‰だけ $^{18}O$ が低い値をとる。これら海水の同位体比の影響は古水温推定のとき当然おきてくる。とくに氷河期には選択的に蒸発した $H_2{}^{16}O$ が氷床となつてトラップされてしまう。このため海水（氷河最盛期には約100 m も海面が低下したと考えられる）中の $^{18}O$ 濃度は高くなる。間氷期には逆に $^{16}O$ に富んだ融氷水によつて海水は希釈され，$^{18}O$ 濃度は低くなる。

EMILIANI (1955) は，太平洋の海底コアの有孔虫殻の酸素同位体比から求めた第四紀の古水温変動（第6図）から，氷期と間氷期の最盛期における海水中の $^{18}O$ 濃度の変動幅を0.5‰と見積つた。それに対して SHACKETON (1967) や DANSGAARD and TAUBER (1969) は，氷河中の酸素同位体比などからそれを1.2‰と見積つた。そして EMILIANI が出した曲線は水温ではなく，むしろ過去の海水の $^{18}O$ 濃度の変動を反映しているとした。この問題は現在まで解釈されていない。

この問題解決のためには，もうひとつの別な温度スケールができれば良い。同位体温度スケールには未知数が2つある（$\delta^{18}Os$, $\delta^{18}Osw$）。サンプル中の $\delta^{18}O$ 値は質量分析から求まる。そこでもうひとつの別の式で t が決定されれば，2つの式から海水中の $^{18}O$ 濃度（$\delta^{18}Osw$）が求められることになる。

そこで注目されたものがリン酸塩・珪酸塩・硫酸塩による温度スケールである。これらは UREY (1947) によつて理論的に古水温推定に使用できるとされたものである。リン酸塩については TUDGE (1960) の研究で技術的に可能になり LONGINELLI (1965, 1966) により甲殻類を用いてリン酸塩温度スケールが提示された。しかし測定誤差が大きいこと，その温度スケールが炭酸塩のものと非常に似ていることから過去の海水の同位体比を算出するに至つていない。

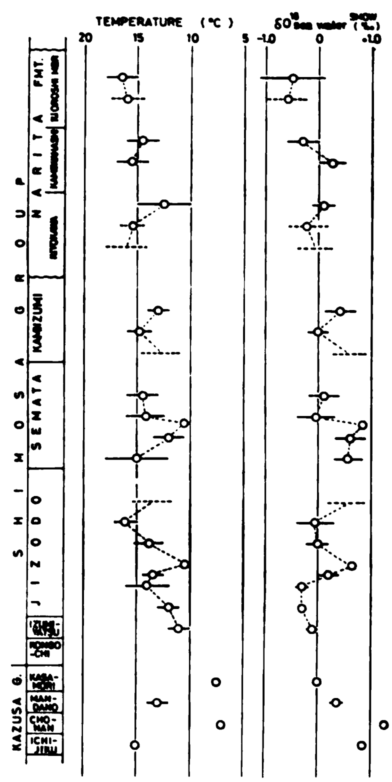
硫酸塩についても RAFTER (1967), LONGINELLI and CRAIG (1967), LLOYD (1967), CORTECCI and LONGINELLI (1971) らの研究があり，これらの結果によると海水中の $SO_4{}^{--}$ と水の間には平衡が達成されていない。従つて貝殻の成長した水温と同位体比の間になんら関係はみられなかつたという報告がなされている。また，たとえ同位体平衡が成立していたとしても，試料を得る上の困難を考えると，良い温度スケールにはならないとおもわれる。

珪酸塩については，この殻をもつ生物は，珪藻・放散虫・海綿など多いが，試料の分解・酸素の抽出が，先に述べたリン酸塩同様に難かしい。MOPPER and GARLIC (1968, 1971) の研究によれば，同位体平衡下で珪酸塩を形成していないと考えられるし，仮に平衡状態であつても温度勾配が小さすぎるのではないかと予想されるうえ堆積後に海水との同位体交換が行なわれるため，温度推定には適さないと考えられる。こうしてリン酸塩，硫酸塩，珪酸塩を使つて，炭酸塩とはちがつた温度スケールをつくることによつて，過去の海水の同位体比を推定しようとする試みは失敗していた。

最近，堀部・大場 (1972) は，先に述べたように炭酸カルシウムの同質異像のアラレ石と方解石の温度

スケールの違うことを利用して，両者の結晶を同時に有する貝化石を用いて，過去の海水の同位体比が算出できることを示した。これは過去の海水の同位体比を得るための興味深い方法で，この問題解決の糸口をつかんだといえる。しかし，両結晶形を同時に有するサンプルが少ないことと，同一の結晶形をもつひとつの貝殻でも構造の違い（内層と外層）によつて同位体比が異なる例が知られており（増田・平，1974）問題を残している。

筆者らは貝殻をつくつている炭酸カルシウム中の微量元素含量が温度計となることを用いて，これと酸素同位体比法から過去の海水の同位体比を推定した。すなわち日本各地から採集された二枚貝の *Glycymeris* 中のストロンチウム含量が，海水の温度と負の相関を示し，塩分濃度との関係がみられないことを利用して，更新統産の *Glycymeris* の殻のストロンチウム含量から水温を推定し，その殻の酸素同位体比の値とから，過去の海水の同位体比を算出した（増田，1975；増田・平，1975)。第16図はこうして求めた房総半島の中部更新統の古水温と過去の海水の同位体比（古塩分濃度）である。測定した各層準のほとんどが間氷期の堆積物と考えられる（青木，1971)。そのうちの低温部（寒冷期；瀬又層中下部および地蔵堂層中下部）では，水温が約10.5°C で，海水の $\delta^{18}O$ 値は+0.7～0.9‰である。他の層準より水温で3～8°C 低く，$^{18}O$ 濃度で0.7～1.2‰程度高い。この層準が間氷期中の寒冷期であるならば，氷期の最盛期にはさらに2～4°C の水温低下と 0.2～0.3‰の $^{18}O$ 濃度の濃縮が考えられる。これから試算してみると，水温は現在より7～10°C 低く，海水中の $^{18}O$ 濃度は0.9～1.2‰高く，塩分濃度に換算（海水の同位体比と塩分濃度との関係による（第15図））するとおよそ1.5～2‰高くなる。こうして得た中緯度の沿岸に近い海域における氷期と間氷期の水温差は EMILIANI (1955) による熱帯での場合の約6°C の水温差よりも大きく，海水中の同位体比の変化は DANSGAARD and TAUBER (1969) らの見積りした1.2‰に近い値となつている。




第16図　Temperatures and the oxygen isotopic compositions of the Pleistocene sea water in Boso Peninsula.

しかしこの推定方法にはいくつかの問題が残されている。特により正確なストロンチウム温度計をつくる必要があり，貝殻と海水との関係においてそれをとらえなくてはならないと考えている。

### 3. 生物硬組織と海水との同位体平衡

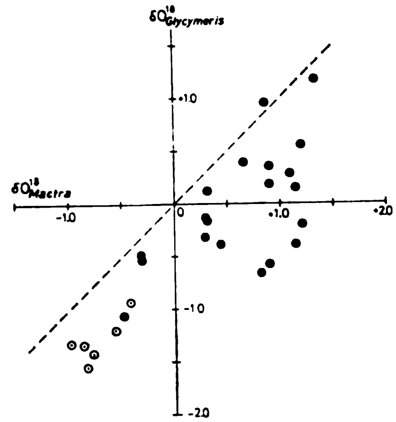
生物硬組織である貝殻や有孔虫の殻などは，その形成時に周囲の海水と非常にゆつくり接触しながら炭酸カルシウムを分泌する。このため貝殻と水との間に同位体平衡が成立していると考えられていた。同位体平衡が成立していることは，EPSTEIN *et al.* (1953) をはじめとして温度スケールを作成したいくつかの研究で，実際の貝殻について確かめたとされている。それだからこそ古水温の推定が可能になつている。

しかし，同一条件下で形成された炭酸カルシウムでも生物種の違いによつて，その同位体比が異なる例も報告されている（UREY *et al.*, 1951；KEITH *et al.*, 1964；WEBER and WODDHEAD, 1972)。これ

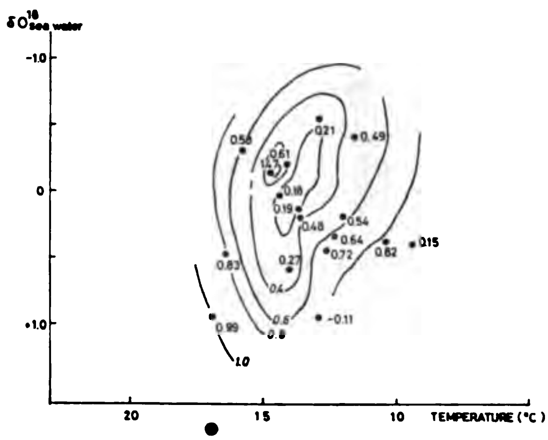
は生物の生理的な選択性のために，周囲の水と殻との間に同位体平衡が成り立つていないことを示すという考え方を提起し，これを“vital effect”と呼ぶ人もいる。このvital effect の解明には，それが特にはつきりしていると報告されている石灰藻，腔腸動物，棘皮動物などについて，詳細な研究が必要である。

筆者は房総半島の更新統の古水温研究の際いろいろの層準から産出した2種類の二枚貝タマキガイ（*Glycymeris*）とバカガイ（*Mactra*）を試料（これらはともにアラレ石型の結晶からなる）とした。同一層準（露頭において約10～15 cm の上下幅）から産出する両種の殻の酸素同位体比に違いがあり，*Glycymeris* の方が平均約0.5‰ちいさい $\delta^{18}O$ 値を示した（第17図）。またその違いも層準によつて異なることがわかつた。第18図は同一層準から産出した *Mactra sulcataria* と *Glycymeris yessoensis* 両種の $\delta^{18}O$ 値の差（$\delta^{18}O$ *Mactra*－ $\delta^{18}O$ *Glycymeris*）を，*Glycymens* 殻から算出したその層準の温度と海水の同位体比にプロットしたものである。その結果，中心では両者の差がちいさく，まわりにむかつて差が大きくなるような同心円が描ける。これは次のように考えられる。*Mactra sulcataria* と *Glycymeris yessoensis* は同一地点で生息していたとしても，殻を形成する時期あるいは期間がやや異なる。そのため，その殻から推定した水温と海水の同位体比に差がみられる。Mactra は12～13°C を中心として，ややひろい温度を反映しているのに対し，*Glycymeris* は約14°C を中心にそれより狭い温度を反映している。また海水の $\delta^{18}O_{sw}$ については両者ともほぼ 0～－0.2‰を中心として，*Mactra* の方がややひろい範囲の $\delta^{18}O$ 値を反映している。両種の現生種の太平洋側の緯度分布（北緯）と深度分布は大山（1952），KURODA and HABE（1952）によれば次の通りである。

*Mactra sulcataria*, 31～41°，潮間帯～上浅海帯；*Glycymens yessoensis*, 34～44°，上～中浅海帯：Mactra の方がやや暖かい水温域で，かつ浅い所の生息が適しているといえる。しかし先に述べた解釈は，この現生の分布と温度についての詳細な研究によつて解決できるであろう。ただこの例から考えてみると，従来 vital effect といわれていた種や属の違いによる同一条件下での同位体比の違いの多くはその




第17図 Variances of oxygen isotope ratio between the fossil shells of Glycymeris and Mactra in a same horizon. Solid circles indicate values for *Glycymeris yessoensis* and *Mactra sulcataria*. Open circles with inner dot indicate *G. vestita* and *M. sulcataria*. Circles with cross represent *G. pilsbryi* and *M. sulcataria*.




第18図 Differences of $\delta O^{18}$ values between *Mactra sulcataria* and *Glycymeris yessoensis* plotted on temperature versus $\delta O^{18}$ values of the sea water.

生物の生態を正しく理解することができれば，否定できる可能性がある。いいかえれば，従来 vital effect があるといわれた生物でも，正確に硬組織の形成温度がわかり同時にその水の同位体比がわかれば，同位体平衡状態で形成されたものが多くあるとおもわれる。古水温推定などに際してその殻の形成時期がいつであるか，また逆に算出した値がどんな意味をもつた値であるかを特に吟味する必要がある。単に年平均水温あるいは季節変化値として算出しても，貝殻の示すそれと実際のそれとではずれている可能性がある。VALENTIN and MEADE (1960) は更新統産の貝殻の酸素同位体比からの水温が，現生種の生息温度限界内ではあるがその平均値に近くならない例を数多く報告している。この結果も以上述べてきたように，酸素同位体比法による古水温が，年平均値を代表していないことを示していると考えられる。このような見地からもう一度 vital effect という問題を見直す必要があるだろう。

## V. ま と め

化石硬組織の酸素同位体比を測定して，古水温を推定する方法は酸素同位体比法とよばれている。UREY (1947) が理論的に可能であるとした炭酸塩・珪酸塩・リン酸塩・硫酸塩試料のうち，最も多く使用されているものは炭酸塩である。それは分析法が比較的容易であること，それを殻にもつ生物が多いことによる。ここでは炭酸塩による古水温推定の原理，主な研究および問題点について述べた。

UREY *et al.* (1951) のはじめての古水温推定の研究以来，現在までに発表された主な古水温研究について紹介した。中生代の古水温については，現在までのデータをまとめ，地域の違いによつて古水温の変動曲線が異なることを明らかにした。この結果は今後大陸移動と関連づけて古気候を論ずるための基礎的なデータとなるだろう。第三紀の古水温についてはオーストラリア，ニュージーランドが中心である。太平洋の古水温曲線はそれと異なるが，測定値が少ないためその違いを明確にできない。我が国の第三紀の古水温は，それらと比較するためにも作成する必要がある。第四紀の古水温研究は多くその中心が海底コアによるものである。年代に問題は残るが，約45万年前までの古水温の変化は一般化されている。ここでは房総半島の中部更新統の古水温を明らかにした。

酸素同位体比法の原理は物理化学的に明確ではあるが，その実験方法に若干の問題がみられる。しかし現在のところ古水温推定の精度には十分である温度スケールや試料作成法ができているといえる。

酸素同位体比法は現在３つの問題がある。それは (1) 変質，(2) 過去の海水の同位体比，(3) vital effect である。(1) 初生的な同位体比が試料中に保存されているかどうかについては，古い地質時代の水温推定の問題となる。現在のところこの方面の研究は少ない。(2) 過去の海水の酸素同位体比を知る試みは，最近いくつかなされている。それらはどれも問題を残している。貝殻の微量元素量と酸素同位体比から房総半島の更新統の海水の同位体比（古塩分濃度）の変化を明らかにした。これから氷期と間氷期の水温差が７～10°C，海水の酸素の同位体比の差が 0.9～1.2‰であると推定した。(3) vital effect については直接には解けていない。同一層準産の２種の貝殻の同位体比に一定の傾向の違いが見られることから，次のような見解を得た。貝殻は成長した温度を反映しているのであるから，同一場所に生息していても成長時期の異なる種なら同じ同位体組成にならなくてもよい。vital effect と考えられていたものの多くは，その生物の生態，特に殻の形成時期と速度がわかれば，同位体平衡のもとで形成されたと解釈できる可能性が強い。

### 謝　辞

酸素同位体比の研究にあたつて御指導・御討論をいただいた筑波大学地球科学系菅野三郎教授・猪郷久義助教授・青木直昭助教授・本間久英博士，東京教育大学地質学鉱物学教室渡部景隆教授・平　一弘博士，千葉大学橋本　亘教授・大原隆助教授，横浜国大小池敏夫助教授にお礼申しあげる。質量分析等に関する種々の御指導をいただいた東京工業大学化学教室の松尾禎士助教授・日下部実博士，および原稿について

御討論いただきかつ投稿の機会をつくって下さった筑波大学佐藤　正教授に深く感謝する。

## 文　献


ARRHENIUS, G. (1952) : Sediment cores from the East Pacific. *Rept. Swed. Deep-Sea Expedition*, **5**, 1-199.

青木直昭・馬場勝良 (1971)：木更津―市原地域の瀬又，上泉および成田層の貝化石群とその産出層準．地質雑，**77**, 137-151.

青島睦治・鏡西清高 (1972)：化石硬組織の酸素同位体比に基づく掛川層群堆積時の古水温推定．化石，**23・24**, 80-91.

BERGGREN, N. A. (1971) : Tertiary boundaries and correlation. in the micropaleontology of oceans edit. R. M. FUNNELL and W. R. RIEDEL, *Cambridge Univ. press.*, 693-810.

BOWEN, R. (1961 a) : Paleotemparature analyses of Mesozoic Belemnoidea from Germany and Poland. *J. Geol.*, **69**, 75-83.

BOWEN, R. (1961 b) : Paleotemperature analyses of Mesozoic Belemnoidea from Australia and New Guinea. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **72**, 769-774.

BOWEN, R. (1961 c) : Paleotemperature analyses of Belemnoidea and Jurassic paleoclimatology, *J. Geol.*, **69**, 309-320.

BOWEN, R. (1961 d) : Oxygen isotope paleotemperature analyses of Mesozoic Belemnoidea from Europe, India and Japan. *J. Paleontal.*, **35**, 1077-1084.

BOWEN, R. (1962) : Paleotemperature analyses of Jurassic Belemnoidea from East Greenland. *Expenentia*, **18**, 438-441.

BOWEN, R. (1963 a) : Measurement of paleotemperatures of the Upper Aptian of Mozambique, Africa and Middle Cretacoous paleoclimatology. *Am.J. Sci.*, **261**, 566-570.

BOWEN, R. (1963 b) : $O^{18}/O^{16}$ paleotemperature measurements on Mesozoic Belemnoidea from Neuquen and Santa Cruz provinces, Argentina. *J. Paleontol.*, **37**, 714-718.

BOWEN, R. (1966) : Paleotemperature analysis. methods in geochemistry and geophysics, *Elsevier Pub. Co., New York*, 1-265.

BOWEN, R. and J. C. FONTES (1963) : Paleotemperatures indiquées par l'analyse isotopique de fossiles du Cretacé inferieur des Hautes Alpes (France). *Experientia*, **19**, 461-470.

BOWEN, R. and P. FRITZ (1963) : Oxygen isotope paleotemperature analyses of Lower and Middle Jurassic fossils from Pliensbach, Württemberg (Germany). *Experientia*, **19**, 461-470.

BROECKER, W. S. and J. VAN DONK (1970) : Isolation changes, ice volumes, and the $O^{18}$ record in deep-sea cores. *Rev. Geophys. Space Physics.*, **8**, 169-198.

COMPSTON, W. (1960) : The carbon isotopic composition of certain marine invertebrates and coals from the Australian Permian. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **18**, 1-22.

CORTECCI, G. and A. LONGINELLI (1971) : $^{18}O/^{16}O$ rations in sulfate from living marine organisms. *Earth. Plant. Sci. Letters*, **11**, 273-276.

CRAIG, H. (1957) : Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochim' Cosmochim. Acta*, **12**, 133-149.

CRAIG, H. (1961) : Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*, **133**, 1833-1834.

CRAIG, H. (1965) : The measurement of oxygen isotope paleotemperatures, *Proc. Spoleto Conf. on Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*, **3**, **1**.

CRAIG, H. and L. I. GORDON (1965) : Isotopic oceanography. *Symp. Marine Geochim., Narragansett Marine Lob., Univ. R. I. Publ.*, **3**, 1-277. (after G. D. GARLICK, 1969 ; Handbook of Geochemistry. vol. **II-1**, no. 8, *Springer-Verlag, Berlin*).

DANSGAARD, W. and H. TAUBER (1969) : Glacier oxygen-18 content and Pleistocene ocean temperatures. *Science*, **166**, 499-502.

DEVERUX, I. (1967) : Oxygen isotope paleotemperatures on New Zealand Tertiary fossils. *New Zealand J. Sci.*, **10**, 988.

DEVEREUX, I., C. H. HENDY, and P. VELLA (1970) : Pliocene and Early Pleistocene sea

temperature fluctuations, Mangaopari Stream, New Zealand. *Earth Planet. Sci. Letters*, **8**, 163-168.

DODD, J. R. and J. R. STANTON, JR (1975) : Paleosalinities with in a Pliocene Bay, Kettleman Hills, California : A study of the resolving power of isotopic and faunal techniques. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86**, 51-64.

DONK, J. V. and G. MATHIEU (1969) : Oxygen isotope compositions of foraminifera and water samples from the Arctic Ocean. *J. Geophy. Res.*, **74**, 3396-3407.

DONK, J. V. (1970) : The oxygen isotope record in deep-sea sediments, Ph. D. dissertation, Columbia Univ. (after WOLLIN, G. *et al*, 1971 ; Magnetism of the earth and climatic changes. *Earth. Planet. Sci. Letters*, **12**, 175-183).

DORMAN, F. H. (1966) : Australian Tertiary paleotemperatures. *J. Geol.*, **74**, 49-61.

DORMAN, F. H. (1968) : Some Australian oxygen isotopetemperatures and a theory for a 30-million year world-temperature cycle. *J. Geol.*, **76**, 297-313.

DORMAN, F. H. and E. D. GILL (1959) : Oxygen isotope polaeotemperature measurements on Australian fossils. *Proc. Roy. Soc. Victoria*, **71**, 73-98.

DOUGLAS, R. G. and S. M. SAVIN (1971) : Isotopic analyses of planktonic foraminifera from the Cenozoic of the Northeast Pacific, LEG 6. *Initial Rep. Deeps Sea Drilling Project*, **6**, 1123-1127.

EMILIANI, C. (1954) : Depth habitats of some species of pelagic Foraminifera as indicated by oxygen isoiope ratios. *Am. J. Sci.*, **252**, 149-158.

EMILIANI, C. (1955) : Pleistocene temperatures. *J. Geol.*, **63**, 538-578.

EMILIANI, C. (1956) : Oligocene and Miocene temperatures of the equatorial and subtropical Atlantic Ocean. *J. Geol.*, **64**, 281-288.

EMILIANI, C. (1957) : Temperature and age analysis of deep sea cores. *Science*, **125**, 383-387.

EMILIANI, C. (1958 a) : Paleotemperature analysis of core 280 and Pleistocene correlations. *J. Geol.*, **66**, 264-275.

EMILIANI, C. (1958 b) : Ancient temperatures. *Sci. Am.*, **199**, 54-63.

EMILIANI, C. (1961) : Cenozoic climatic changes as indicated by the stratigraphy and chronology of deepsea cores of Globigerina-ooze facies. *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, **95**, 521-536.

EMILIANI, C. (1964) : Paleotemperature analyses of the Caribbean cores A 254-BR-C and CP-28. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **75**, 129-144.

EMILIANI, C. (1966) : Paleotemperature analysis of Caribbean cores P 6304-8 and P 6304-9 and a generalized temperature curve for the past 424,000 years. *J. Geol.*, **74**, 109-126.

EMILIANI, C. (1970) : Pleistocene paleotemperatures. *Science*, **168**, 822-825.

EMILIANI, C. and T. MAYEDA (1961) : Carbonate and oxygen isotopic analysis of core 241 A. *J. Geol.*, **69**, 729-732.

EMILIANI, C. and T. MAYEDA (1964) : Oxygen isotopic analysis of some molluscan fossil littoral deposits of Pleistocene age. *Am. J. Sci.*, **262**, 107-113.

EMILIANI, C., T. MAYEDA, and R. SELLI (1961) : Paleotemperature analysis of the Plio-Pleistocene section at Le Castella, Calabria, Southern Italy. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **72**, 679-688.

ENGST, H. (1961) : Über die Isotopenhäufigkeit des Sauerstoffs und die Meerestemperature im süddeutschen Malm. *Diss. Frankfurt/M.*, 184. (atfer E. VOIGT, 1964).

EPSTEIN, S. and H. A. LOWENSTAM (1953) : Temperature-shell growth relations of Recent and interglacial Pleistocene shoal-water biota form Bermuda, *J. Geol.*, **61**, 424-438.

EPSTEIN, S. and T. MAYEDA (1953) : Variations in $O^{18}$ content of waters from natural sources. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **27**, 213-224.

EPSTEIN, S., BUCHSBAUM, R., LOWENSTAM, H. A. and H. C. UREY (1953) : Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **6**, 1315-1326.

ERICSON, D. B. (1959) : Coiling direction of Globigerina pachyderma as a climatic index. *Science*, **130**, 219-222.

ERICSON, D. B., M. EWING, G. WOLLIN and B. C. HEEZEN (1961) : Atlantic deep sea cores. *Bull. Geol. Soc, Am.*, **72**, 193-286.

ERICSON, D. B. and G. WOLLIN (1968) : Pleistocene climates and chronology in deep sea sediments. *Science*, **162**, 1227-1234.

FRITZ, P. (1964) : $O^{18}/O^{16}$-isotopenanalysen und paleotemperaturbestimmungen an Belemniten aus dem Schwäb, Jura. *Geol. Rundschau*, **54**, 261-269.

FRAKES, L. A. and E. M. KEMP (1972) : Influence of Continental Positions on Early Tertiary Climates. *Nature*, **240**, 97-100.

GLENIE, R. C., J. C. SCHOFIELD and W. T. WARD (1968) : Tertiary sea levels in Australia and New Zealand. *Palaeogeography, palaeoclimatogy, palaeoecology*, **5**, 141-163.

HAYS, J. D., T. SAITO, N. D. OPDYKE and L. H. BRUCKLE (1969) : Pliocene-Peistocene sediments of the equatorial Pacific: their paleomagnetic, biostratigraphic and climatic record. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **80**, 1481.

堀部純男： (1966)：軽元素の同位体比測定法．質量分析，**14**, 113-120.

堀部純男 (1967)：古代海水温度の測定．第四紀研究，**6**, 180-185.

堀部純男 (1968)：海の同位体化学．化学教育，**12**, 434-439.

堀部純男・大場忠道・新妻信明 (1969)：水温変化と酸素同位体比．化石，増刊号，15-20.

堀部純男・大場忠道 (1969)：インド洋深海底コアーの炭酸塩温度計法による古水温．化学，増刊号，21-29.

堀部純男・新妻信明・酒井豊三郎 (1969)：生物遺骸の示す古水温．化石，増刊号，31-37.

堀部純男・大場忠道 (1972)：アラレ石—水および方解石—水系の温度スケール．化石，**23・24**, 69-79.

JELETSKY, J. A. (1951) : Die Stratigraphie und Belemniten-Fauna des Obercampan und Maastricht Westfalens, Nordwestdeutschlands und Dänemarks sowie einige allgemeine Gliederungs-Probleme der jüngeren borealen Oberkreide Euroasiens. *Goel. Jahrb.*, Beih., **1**.

菅野三郎・平　一弘・増田富士雄 (1972)：酸素同位体比からみた"成田層群"産貝化石の古水温とその古生物学的検討．化石，**23・24**, 92-107.

KEITH, M. L., G. M. ANDERSON and R. EICHLER (1964) : Carbon and oxygen isotopic composition of mollusk shells from marine and fresh-water environments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28, 1757-1786.

KEITH, M. L. and J. N. WEBER (1964) : Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28**, 1787-1816.

KENNET, J. D. and N. D. WATKINS (1970) : Geomagnetic polarity change, volcanic maxima and faunal extinction in the South Pacific. *Nature*, **227**, 930.

KURODA, T. and T. HABE (1952) : Check list and biblography of the recent marine mollusca of Japan. *Hosokawa Print. Co., Tokyo, Japan*, 1-210.

LLOYD, D. M. (1964) : Variation in the oxygen and carbon isotope ratios of Florida Bay mollusks and their environmental significance. *J. Geol.*, **72**, 84-111.

LLOYD, R. M. (1967) : Oxygen-18 composition of oceanic sulfate. *Science*, **156**, 1228.

LONGINELLI, A. (1965) : Oxygen isotopic composition of orthophosphate from shells of living marine organisms. *Nature*, **208**, 716-719.

LONGINELLI, A. (1966) : Ratios ot O-18/O-16 in phosphate and carbonate from living and fossil marine organisms. *Nature*, **211**, 923-927.

LONGINELLI, A. (1969) : Oxygen-18 variations in belemnite guards. *Earth Planet. Sci. Letters*, **7**, 209-212.

LONGINELLI, A. and H. CRAIG (1967) : Oxygen-16 in Sulfate ions in sea water and saline lakes. *Science*, **156**, 56-59.

LOWENSTAM, H. A. (1961) : Mineralogy, $O^{18}/O^{16}$ ratios and strontium and magnesium contents of recent and fossil Brachiopods and their bearing on the history of the oceans. *J. Geol.*, **69**, 241-260.

LOWENSTAM, H. A. (1963) : Biologic problems relating to the composition and diagenesis of sediments. In the Earth Sciencesproblems and progree in cusrent research. (edit. T.

W. DONNELLY), *Univ. Chicago Press*, 137-195.

LOWENSTAM, H. A. (1964 a) : Sr/Ca ratio of skeletal aragonites from the recent marine biota at Palau and from fossil gastropods. In H. CRAIG *et al.* Edit., Isotopic and Cosmic Chemistry. *North-Holland, Amsterdam*, 114-132.

LOWENSTAM, H. A. (1964 b) : Palaeotemperatures of the Permian and Cretaceous periods. In, A. E. M. NAIRN, Edit., Problems in Palaeoclimatology, Interscience, *New York, N. Y.*, 227-248.

LOWENSTAM, H. A. and S. EPSTEIN (1954) : Paleotemperatures of the post-Aptian Grtaceous as determined by the oxygen isotope method, *J. Geol.*, **62**, 207-248.

増田富士雄・平 一弘 (1974) : 貝化石の酸素同位体比による房総半島中部更新統の古水温. 地質雑, **80**, 97-106.

増田富士雄 (1975) : 二枚貝 Glycymeris の殻のストロンチウム含量について. 地質雑. 投稿中.

増田富士雄・平 一弘 (1975) : 貝化石の酸素・炭素同位体比およびストロンチウム含量による古水温・古塩分濃度の推定. 地質雑, 投稿中.

MCCREA, J. M. (1950) : On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *J. Chem. Phys.*, **18**, 849-857.

MOPPER, K. and G. D. GARLICK (1968) : Oxygen isotope fractionation between biogenic silica and ocean water. Trans. *Am. Geophys. Union*, **49**, 336.

MOPPER, K. and G. D. GARLICK (1971) : Oxygen isotope fractionation between biogenic silica and ocean water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **35**, 1185.

NIER, A. O. (1974) : A mass spectrometer for isotope and gas analysis. *Rev. Sci. Instr.*, **18**, 398-411.

OBA, T. (1969) : Biostratigraphy and isotopic paleotemperature of some deepsea cores from the Indian Ocean. *Sci. Rep. Tohoku. Univ., 2nd Ser.*, **41**, 129-195.

大場忠道 (1971) : 古生物からみた古海水温. 海洋科学, **24**, 32-37.

大場忠道 (1972) : $^{18}O/^{16}O$ 法による古水温の測定. *RADIOISOTOPES*, **21**, 46-55.

大山 桂 (1952) : 海産貝類の垂直分布について. ヴキナス, **17**, 27-35.

RAFTER, T. A. (1967) : A method for the extraction of oxygen and its quantitative conversion to carbon dioxide for isotope radiation measurements. *New Zealand J. Sci.*, **10**, 493-510.

RONA, E. and C. EMILIANI (1969) : Absolute dating of Caribbean cores P 6304-8 and P 6304-9. *Science*, **163**, 66-68.

酒井 均・小西健二・中道 修 (1969) : 南西諸島および台湾産二枚貝ならびにさんご化石の炭素・酸素同位体比. 化石, 増刊号, 1-14.

SHACKETON, N. (1967) : Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures Re-assessed. *Nature*, **215**, 15-17.

STAHL, W. and R. JORDAN (1969) : General considerations on isotopic paleotemperature determinations and analyses on Jurassic ammonites. *Earth. Planet. Sci. Letters*, **6**, 173-178.

STANTON, R. J. and J. R., DODD (1970) : Paleoecologic techniques-Comparison of faunal and geochemical analyses of Pliocene paleoenvironments, Kettleman Hills, California. *J. Paleont.*, **44**, 1092-1121.

TEIS, R. V., M. S. CHUPAKHIN and D. P. NAIDIN (1957) : Determination of paleotemperatures from the isotopic composition of oxygen in calcite of certain Cretaceous fossil shells from Crimea, *Geochemistry*, **4**, 323-329.

THORLEY, N. (1961) : The application of geophysics to paleoclimatology. In A. E. M. NIRN (ed.) Descriptive Paleoclimatology. Interscience, *New York, N.Y.*, 156-170.

TUDGE, A. P. (1960) : A method of analysis of oxygen isotopes in orthophosphate, its use in the measurement of paleotemperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **18**, 31-93.

塚田松雄 (1974) : 古生態学 I, II. 生態学講座, 27, 共立出版, 1-149, 1-231.

UREY, H. C. (1947) : The thermodynamic properties of isotopic substances. *J. Chem.* 562-581.

UREY, H. C., H. A. LOWENSTAM, S. EPSTEIN and C. R. MCKINNEY (1951) : Measurements of paleotemperatures and temperatures fo the Upper Cretoceous of England, Demmark, and southeastern United States. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **62**, 399–416.

VALENTINE, J. W. and R. F. MEADE (1960) : Isotopic and zoogeographic paleotemperatures of Californian Pleistocene Mollusca. *Science*, **132**, 810–811.

VOIGT, E. (1964) : Zur Temperatur-Kurve der obern Kreide in Europa. *Geol. Rundschau*, **54**, 270–317.

WEBER, J. N. and P. M. J. WOODHEAD (1972) : Temperature dependence of oxygen-18 concentration in reef coral carborates. *J. Geophys. Res.*, **77**, 463–473.

WICHER, C. A. (1953) : Mikropaläontologische Beobachtungen in der höheren Oberkreide besonders im Maastricht. *Geol. Jahrb.*, **68**, 1–26.

WOLLIN, G., D. B. ERICSON, W. B. F. RYAN and J. H. FOSTER (1971) : Magnetism of the earth and climatic changes. *Earth Planet. Sci. Letters*, **12**, 175–183.

(1975年9月19日受理)

地学雑誌 84, 6 (1975)

# カラー空中写真の整備とその判読利用について

五　条　英　司*

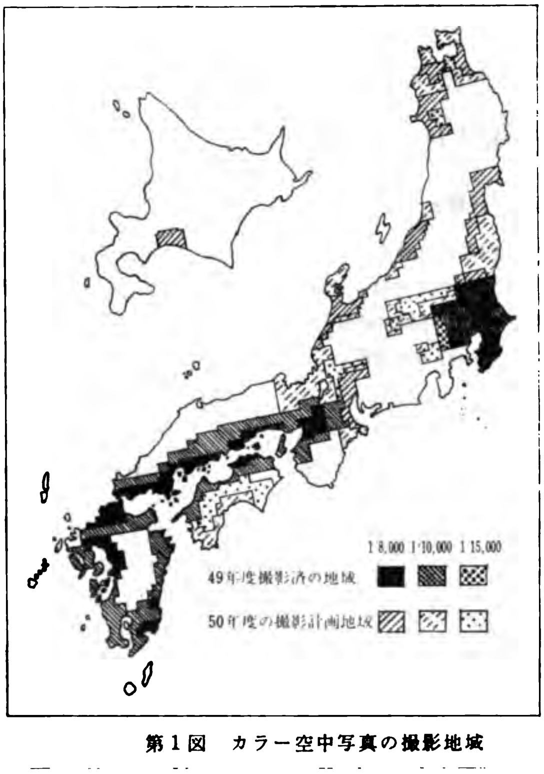
## Project on Colour Aerial Photography Covering Whole Country and Availability of These Photographs in Geographical Field

Eiji GOJO

カラー空中写真を全国的に撮影，整備する事業が，昭和49年度からすすめられている。この事業は，国土庁が行なう国土情報整備事業の一環となるもので，国土地理院の担当で実施されている。このカラー空中写真の縮尺は，平地部では $1/8{,}000$，丘陵・山地部では $1/10{,}000$ ないし $1/15{,}000$ となつている。

わが国では，これまで国土地理院および林野庁が全国の半分ずつを分担して，縮尺 $1/20{,}000$ の白黒の空中写真を計画的に反復撮影しているが，カラー空中写真を統一規格で全国的に撮影するという事業は，これがはじめてである。

このカラー空中写真は，各方面の利用に供するため，在来の白黒空中写真と同様，財団法人日本地図センターを通じて刊行されることになり，すでに昭和49年度の撮影分が刊行されている。ここでは，このカラー空中写真撮影事業のあらましを紹介し，カラー空中写真の利用方法などについて




第１図　カラー空中写真の撮影地域

* 国土地理院測図部　Geographical Survey Institute

述べてみたい。

## I. カラー空中写真の撮影状況

昭和49年度にカラー空中写真を撮影した地域，および昭和50年度に撮影を行なつている地域を示すと，第1図のとおりである。また，これらの縮尺別の内訳は第1表および第2表のようになつている。

この事業は，来年度以降も続けられ，2～3年後にはほぼ全国のカラー空中写真が整備される見込みである。

第1表　昭和49年度のカラー空中写真撮影事業量

| 縮尺 | 1/8,000 | 1/10,000 | 1/15,000 | 計 |
|---|---|---|---|---|
| 撮影面積(km²) | 36,293 | 41,150 | 1,670 | 79,113 |
| 撮影コース数 | 1,144 | 997 | 36 | 2,177 |
| 写真枚数 | 49,592 | 35,670 | 698 | 85,960 |

第2表　昭和50年度のカラー空中写真撮影計画

| 縮尺 | 1/8,000 | 1/10,000 | 1/15,000 | 計 |
|---|---|---|---|---|
| 撮影面積(km²) | 24,883 | 34,947 | 16,704 | 76,534 |

## II. カラー空中写真の規格と刊行

カラー空中写真の規格は，在来の白黒空中写真と同様である。密着焼印画の画面サイズは23 cm×23 cm であり，同じ撮影コースの写真は約60%ずつ重複し，隣接コースの写真は約30%重複して撮影されている。

このカラー空中写真は，在来の白黒空中写真より縮尺が大きいため，道路の幅員のちがいや，1軒ごとの家屋などを十分に見分けることができ，引伸写真にすればーそう拡大される。密着写真での画像の大きさは，第3表のとおりである。

最初に述べたように，昭和49年度撮影のカラー空中写真は，財団法人日本地図センター（東京都渋谷区道玄坂 2-10-12，新大宗ビル3号館，電話464-2030，463-2560）から刊行されているので，御利用の向きは同センターに申し込まれたい。昭和50年度に撮影される分も，完了次第逐次刊行になる予定である。

第3表　カラー空中写真の画像の大きさ（密着の場合）

| 縮尺 | 画面のサイズ | 画面に含まれる範囲 | 写真上1 mmの実距離 |
|---|---|---|---|
| 1/8,000 | 23×23cm | 約1,840m×1,840m | 8m |
| 1/10,000 | 〃 | 約2,300m×2,300m | 10m |
| 1/15,000 | 〃 | 約3,450m×3,450m | 15m |

写真の購入申し込みのときは，購入したい写真の地区名・コース番号・写真番号などを示す必要があるが，1/50,000 地形図などに写真の必要な範囲を記入したもので代用してもよいことになつている。コース番号や写真番号をしらべるための標定図が必要なときは，国土地理院，もよりの国土地理院地方測量部または日本地図センターに照会されたい。

なお，カラー空中写真の定価は，第4表のとおりである。

第4表　カラー空中写真定価表

| 種類 | 規格 | 定価(円) |
|---|---|---|
| 密着焼印画 | 24cm×24cm | 2,500 |
| 2倍引伸印画 | 48 × 48 | 7,200 |
| 3倍引伸印画 | 75 × 75 | 17,000 |
| 4倍引伸印画 | 90 × 90 | 22,000 |
| 部分引伸印画 | 48 × 48 | 13,000 |
| 〃 | 75 × 75 | 21,000 |
| 〃 | 90 × 90 | 24,000 |
| 密着陽画原板 | 24 × 24 | 7,500 |
| スライド | 70mm | 2,500 |

## III. カラー空中写真の利用

### 1. 行政・実務上の利用

このカラー空中写真は，一義的には行政上の利用を目的として撮影されたものである。

冒頭でふれたように，このカラー空中写真の撮影は，1/25,000 土地利用現況図の作成，国土の数値情報の作成までを含めた，国土情報整備事業の一環となるものであり，国土庁では，国土利用計画法の施行に関連する諸施策の基礎資料とすること

としている。すなわち，国土総合開発計画，土地利用基本計画，自然環境保全計画などの策定，土地利用の規制，あるいは各種公共事業計画の調整などに際して，国および地方の行政機関で利用されることになつている。とりわけ，カラー空中写真は土地利用の現況を写実的にくわしく表わしているので，土地利用規制区域の指定や，規制区域内での土地売買などの規制，遊休土地に関する措置など，地方自治体が行なう土地利用関係の行政に貴重な資料となるであろう。また，カラー空中写真のスライドは，都道府県土地利用審査会が行なう調査・審議などの場で，映写して使うことができる。

このほか，カラー空中写真の行政的な利用分野は，都市計画の基礎となる市街地土地利用の現況，自然環境および文化財の保全，河川・海岸・山地などの保全，各種の災害対策，農作物の栽培および作付状況，林地や草地の利用状況，水面の利用および水域の汚染などに関する調査，計画あるいは行政など多方面にわたるであろう。

カラー空中写真は，天然色であるのに加え，従来の白黒空中写真にくらべて縮尺が大きいこともあつて，土地利用などの状況をかなり細かいところまで読みとるのに，むづかしい判読技術をそれほど必要としない。今後，カラー空中写真の全国的な整備がすすむにつれ，とくに行政あるいは企業などの実務面で，その新しい需要が拡がるものと期待される。

**2. 地理・地学への利用**

地理や地学の分野では，これまで白黒空中写真がさかんに利用され，地域的な特性や分布の観察，広域にわたる調査，現地踏査を有効に行なうための予察などに，写真判読が有力な方法となつてきた。空中写真の判読利用の面では，基礎・応用を含めて地理・地学の部門が，むしろ主流であるといつてよい。

大縮尺のカラー空中写真は，写真判読を得意とするこれらの部門にとつて，新たな武器となるであろう。とくに，天然色の色調に加えて，縮尺が大きいことから，より細部のパターンやきめを読みとることができるので，比較的せまい地域ごとの調査に，大きな威力を発揮すると思われる。

以下，地理・地学の分野を中心とした，カラー空中写真の判読利用について述べる。

**都市の判読**　都市については，カラー空中写真による景観の観察から，まず住宅地・商業地・工業地などのおよその地域区分をすることができる。

一般住宅地では，低層の家屋がひろがるが，個々の家屋の大きさ・並び方・密度や，屋根の色，樹木の緑色の混り方，あるいは街路網のパターンなどから，住宅地となつた時代の新旧，計画的につくられた住宅地かどうか，住宅地の居住環境の程度などが推定される。また，中高層の住宅団地では，道路網や植樹・園地などを含めて，アパート群の独自の造型的なパターンが観察されている。

商業地については，地区的な商店街までの判別は無理としても，アーケードをもつ中心商店街や，はつきりした陰影に縁どられたビルの並ぶ業務街，都市の中心部を占める官公庁街などは見分けられる。高層のビルは，写真画面の外側に傾いてうつり，長い日蔭をおとしているが，これらからビルのだいたいの高さが知られる。

工業地は，専用の工業地帯であれば，広い用地，鉄道引込線や港湾岸壁，高炉・蒸溜塔・洗滌塔・煙突などの施設，大型の建物，材料置場などの配置で特徴づけられ，あるていどはその業種を推定することもできよう。中小工場も，その地域についての予備知識と併せて，判読・調査することができる。

また，普通公園・運動公園・墓地，公私の庭園，社寺境内などの公園緑地は，市街地の写真に緑の色どりをそえており，大小の樹木・芝生・園路・池や，競技場であれば観覧席やレンガ色のアンツーカーなどが明瞭に観察される。とくに墓苑では，樹木の緑の間に，規則的な通路・地割や白つぽい墓石が見えがくれして全体として粗い布目状のパターンときめをつくり，園路とロータリーの幾何学的な配置にも大きな特徴がある。

以上のほか，学校・病院・変電所・浄水場・ガスタンク・下水処理場・ゴミ焼却場・屠場・港湾施設・空港・自動車練習場・遊園地など，都市の営みに必要な各種の施設も，大部分はそれぞれの

特色あるパターンと色によつて見分けることができる。

さらに，街路網のパターンは，現代の都市計画によるものだけでなく，京都や奈良にみられる条坊の町割，城下町・宿場町・門前町などの歴史的な条件，あるいは地形などに支配された自然発生的な要素から成り立つているが，カラー空中写真でこれらの状況をつぶさにしらべることができる。

なお，広幅員の街路では，建物の日蔭になつている側を除いて，街路樹・中央分離帯・横断歩道橋・横断歩道などまで見ることができ，また，街路上に認められる自動車の数が，撮影時点における自動車交通の１断面を示している。

カラー空中写真は，以上のように都市景観の主として平面的な把握に適しているが，このことが都市の機能・構造や，地形的な立地条件，あるいは歴史的な発達過程などの考察におおいに役立つであろう。

**村落の判読**

村落の地理学的研究においても，その基本とされる村落景観の研究に，カラー空中写真が有力な資料となるであろう。

村落の幾何学的形態は，散村と集村に大別され，集村はさらに塊村と列村などに分類されるが，カラー空中写真によつて，これらの村落の外形はもちろん，個々の農家の密度や宅地内の建物の配置などをしらべることもできる。奈良盆地に分布する古代の環濠集落，関東地方などに残る根小屋集落の遺構，近世の新田集落など，計画的につくられた集落の調査にも有効であろう。新田集落にみられる水路や道路を基準にした土地割なども，明瞭に観察される。

また，防風林の存在から，村落の自然条件や生活条件などを研究する場合，あるいは沖積平野・扇状地・台地・火山裾野・山地などの地形に応じた集落立地の態様の把握などにも，カラー空中写真が活用されよう。

**農地の判読**

水田・畑・果樹園・桑畑・茶畑といつた農業土地利用の現況を把握するのには，これまでも白黒空中写真が効果をあげてきたが，カラー空中写真を用いれば，一段と細かい調査が可能である。

水田は，カラー空中写真の撮影時期に応じて稲の色彩が異なり，稲刈り直後であれば，地方によつて線状または点状に稲の干してある情景がみえるはずである。また，農道や畦の地割や用排水路のパターンによつて，区画整理の行なわれた水田か未整理の水田かが，容易に判別される。稲のない季節であれば，露出した土壌の色調差によつて，排水の良否を判定することもできる。

一方，水田には，条里制の遺構を示す水田，水郷地帯のクリークの多い水田，丘陵地や台地を刻む谷底の水田，山腹に開かれた階段状の水田，規則的に地割された干拓地や北海道の水田など，地域や地形によりさまざまな態様があるが，それぞれの地域を定めたくわしい判読調査に，カラー空中写真が有効に利用されよう。

畑は，水田のように平らでなく，表面に多少の丸味がある。いろいろな作物が作付けられているので，作物の種類や成長度により色調の異なる区画が混り合い，土の多く露出する部分は茶褐色を帯びる。野菜畑などでは，緑色のなかに細かいうね筋がみえることが多い。カラー空中写真だけで作物の種類まで判定することは無理であるが，現地での確認や写真撮影月日を基準にしての聴き取りなどを行なえば，地域ごとにあるていどの類推ができるであろう。

温室やビニールハウスは，水田や畑のなかに丸味のある棒の形に写つており，たいてい数本ずつが並列している。棒の方向によつて日光を反射して白く光つていることが多い。

次に，リンゴ・ナシ・モモなどの果樹園では，果樹の１本１本が規則正しい網目状の点に並んで写つている。ミカン畑は，未成園では樹間がすけている，成園になると丈は低いながら樹冠が接して，滑らかな緑色の表面をつくつている。山腹の傾斜地にある場合が多く，この場合は等高線状の模様をした階段がみられる。ブドウ園は，全面にわたつてもやもやした感じの独特のきめを呈する。

茶園では，幅のあるうねがみられ，傾斜地ではこのうねが等高線の向きと一致することが多い。

以上のような土地利用景観の判読調査が，農業

の立地条件，あるいは農業経営や農林機能の地域性を把握するための基本になるであろう。

**森林の判読**

白黒空中写真による森林の判読調査は，これまでもさかんに行なわれてきた。

カラー空中写真が晩秋か冬に撮影されたものであれば，落葉広葉樹やカラマツは紅葉または落葉の状態にあるため，容易に見分けられる。しかし，このほかの場合は，緑色の色調だけを樹相判読のたよりにすることは無理のようである。カラー空中写真の色調を，撮影から現像・焼付の工程を通じて，一定基準に統一することがむづかしいためである。樹相や樹種の判読には，白黒空中写真の場合と同様，表面のきめの状態を併せて考える必要があるように思われる。

スギ・ヒノキなどの人工林では，緑が比較的濃く，樹が揃つていて，表面のきめは細かい。ヒノキはスギにくらべてきめが一そう細かく，谷間よりも尾根に近い部分に植えられていることが多い。また，幼齢林は，無数の小点となつて写つている。

一方，広葉樹林は丸味のある樹冠が，全体としてボコボコした粗いきめをつくる。しかし，里山の雑木林や，針葉樹のなかのマツ林などはあまり特徴がはつきりしないので，部分的に現地で確かめる必要があろう。

さらに，森林の疎密度や蓄積，放牧地や採草地の分布，高山地の植物垂直分布などの調査にも，カラー空中写真を役立てることができよう。

**道路・鉄道の判読**

道路・鉄道などのネットワークについてもカラー空中写真でかなりの細部まで判読することができる。

高速道路では，滑らかな線形とインターチェンジ・サービスエリア・料金徴収所などの状況が明瞭に写しだされており，鉄道の駅・操車場などについても同様である。また，一般道路から農道や林道に至るまで，その分布形状・幅員をはじめ，鉄道線路も含めて，盛土・切取・高架・橋・トンネル出入口などの構造が読みとられる。

さらに，高速道路インターチェンジの周辺や幹線道路バイパス沿道などの土地利用状況あるいは観光道路・農道・林道などの分布と沿道の状況から，道路の地域的な機能を把握する手がかりを得ることができよう。

このほか，都市のところで述べたように，撮影時点における幹線道路の自動車交通の断面から，交通量を推定することも可能である。

**地形の判読**

地形の調査・研究は，空中写真の利用，とくに実体視による本格的な判読利用の面で，最も先進的な部門といえる。従来の白黒空中写真にくらべ，カラー空中写真は縮尺が大きく，土地利用や植生とも関連させつつ，地形の細部まで観察することができるので，大地形よりもむしろ小地形ないし微地形の分野で，効果が大きいと思われる。

例えば，平野においては，扇状地や・崖錐・自然堤防・後背湿地・段丘・洪積台地などの地形，河川の流路や土砂の堆積状況，海岸については，砂丘・浜堤・海食崖・波食台・砂洲・砂嘴・干潟，浅海底の地形，あるいは，海水の濁度，波浪・潮流・漂砂などの調査に活用されよう。また，山地においては，山崩れ・地すべり・土石流などの地形，渓谷や砂防堰堤の土石の堆積状況，カルスト地形などの調査に，火山にあつては，新しい熔岩流・火口・寄生火山・火山裾野・火山灰台地などの地形調査に有効であろう。

このような各種地形の分布や性状の調査だけでなく，さらにそれらの構成物質や成因などの推定もあるていどは可能であり，現地調査の適切な実施と相まつて，地形の基礎的な調査・研究および災害など応用地形の調査がカラー空中写真の利用によつて，一そう的確かつ，能率的に行なわれるであろう。

**地質の判読**

わが国では，山地の大部分が森林におおわれ，風化層が厚く発達しているため，露出した岩石から直接地質を判読できるようなところは少ない。このため，多くの場合，地表面の傾斜・斜面形・水系パターン・谷密度，断層や節理の分布などの判読から，岩石・地層の境界や地質構造を間接的に推定する方法がとられている。この場合は，カラー空中写真よりも，縮尺の小さい在来の白黒空中写真の方が，やや広い範囲を同時に観察できる

点で都合がよいと思われる。

しかし，高山地域・火山・河床・崩壊地・採石地・波食台・石灰岩台地の一部など，岩石が露出する部分や植生が粗い地域において画像の色調やパターン・きめなどから地質を判読する場合，あるいは現地踏査に先立つて行なわれる露頭調査地点や調査ルートの選定などに，カラー空中写真が十分役立つであろう。

(1975年7月8日受理)

## 書評と紹介

**T. Kobayshi and R. Toriyama (ed.): *Gelogy and Palaeontology of Southeast Asia. Vol.* 15. 461 p., 3 pls., Univ. Tokyo Press, 1975, ￥ 9,500（東京大学出版会発行）.**

すでに本誌第80巻第1号（1971年2月）と第84巻第3号（1975年6月）に詳細な記録が掲載されているが，小林貞一博士の主導により，1962年以来，現地の諸研究機関の協力を得て，9回にわたり，タイ・マレイシア・カリマンタン・フィリピン等の東南アジア各地において，野外地質調査が実施され，その間1967年1月には東南アジア古生物研究会（会長　小林貞一，事務局長　鳥山隆三）が発足し，いつそう組織的な調査・研究が行なわれてきた。その採集資料を専門家が分担・共同研究して，成果を逐次 Geology and Palaeontology of Southeast Asia に発表してきた。本年3月にその第15巻が刊行され，今までに本叢書に収録されている論文は161篇に及ぶにいたつた。さらにこのほかの学会誌や大学紀要等に発表された論文もある。このような大きな成果は，小林貞一博士の強い指導力，鳥山・橋本両博士のすぐれた事務能力と，内外研究者の学究意欲と協力作業によつて実つたものであつて，深い敬意を表するとともに，1～15巻の出版に対し，心からよろこびの辞を送る次第である。

さてこの第15巻においては，東南アジア古生物研究会の多くの研究者によつて調査・研究された今迄の成果によるのはもとより，他の関連ある文献をも引用して，東南アジア各地の地層・岩石群を，おもに層序と化石に基づいて対比し，各系ごとに地質系統を総括して組み立てている。従つて今日迄の成果の総まとめとなつている。

東南アジアの地質的構成は，概括的に東部帯（インドシナ），中部帯（タイ・マレー半島・ボルネオ・フィリピンにわたる地帯），西部帯（インドネシアの列島部）に大別されるが，フランス・オランダなどの学者により早くから地質学的に研究されていた東部帯・西部帯に比べ，中部帯の地質には不明の点が多かつた。従つて東南アジア古生物研究会では，この中部帯に当たる地域の研究に主力を注いできた。その結果多くの新しい事実が明らかとなつた。

同研究会では，今回の総括的対比を目的として，数年前から部会を設け，各部会の座長を決めて，機会ごとに成果の集約と討論を重ねてきた。こうした共同作業の成果がここに結実したのである。従つて第15巻の章の分け方も，この部会にほぼ対応し，古期及び中期古生界，石炭系・二畳系（海成層），両系の植物化石の要約，海成三畳系，海成ジュラ系，非海成中生界，白亜系（海成層），第三系といつた順を追い，部会メンバーが共著者となつている。

ここには詳しい紹介は略し，重要な点を全般的に評論しよう。従来ほとんど不明だつたカンブリア系・オルドビス系・シルル系・デボン系が，種々の化石により認定され，さらに統・階の単位まで識別して確認されるにいたつたことは大きな成果である。石炭系・二畳系については，詳しく調査された地区ではフズリナによる化石帯区分がなされ，日本・中国南部などにおける化石帯との対比が結論づけられている。古生界においては，三葉虫・サンゴ類・筆石類・フズリナ類だけでなく，腕足類・こけ虫類・コノドントが詳しく研究され，対比の上にも貢献しているのは，この研究グループの特色の一つでもある。この地域の後期中生代の植物化石が植物地理区的に興味あることは以前から注意されていたが，新しい成果をも加えて，この見地からの論議が試みられている。

海成三畳系はマレー半島とタイのものが中心となり，その他の地区にも及んでまとめられている。アンモナイトと二枚貝が対比に重要な役割をしているのは当然であるが，コノドントがここでも新しい資料を提供している。

東南アジア中部帯の西半に当たるタイ・マライ半島部では，古生代の地向斜から中生代のいく回かの造山運動をへて，褶曲山系が発達していつた。この山系の背後に非海成中生界堆積盆地を生じ，ここには特異な動・植物化石を産するので，その要約が行なわれている。中部帯の東半部に当

たるボルネオ・フィリピンを中心に，海成ジュラ系や白亜系に関する新事実が，アンモナイト・二枚貝・有孔虫などの化石に基づき発見されたが，両系についてはさらに広く隣接地域も含めて，研究会員による成果だけでなく，他の文献をも参照して，対比試案が示されているのは有益である。

第三系については，インドネシアに以前からの標準的な化石層序の尺度が設けられているが，その軟体動物化石の原標本を再検討した基礎知識をもとに，主として貝化石により，東南アジアだけでなく，アジア南部各地の対比が試みられているのは，長足の進歩である。

以上の対比の中には，もちろん部分的には暫定的推論が含まつているが，全体としては従来に比類を見ない集大成がなされており，いちじるしい貢献である。この成果は，今後の研究発展上への確固たる道標を築いたものであり，本書が日本や東南アジアの研究者はもちろん，国際的に広くかつ長く読まれ引用される重要な文献となることは明らかである。

各章には化石産地図，化石リスト，対比表などが必ずついているが，欲をいえば論議に言及されている事に関連して，古地理図，堆積相配置図，地史表などもあると便利であろう。これらは別の巻に用意されているのかもしれないので，将来に期待する。

なお本書は，東南アジアの調査に情熱を傾けられた橋本　亘教授の退官を記念して献げられており，出版費もその記念事業会の募金でまかなわれている。上記の内容の主部に加えて，台湾の層序・構造・化石に関する4論文，フィリピンの鉱物資源の地史，極東アジア海域油田の可能性に関する寄稿が添えられているのは，この関係によるのであろう。

本書は上述のように重要文献であるが，若い研究者や現地の個人が購入する場合に高価すぎると感ぜられるのではないかという心配がある。

（松本達郎）

**Maurice MATTAUER: Les déformations des Matériaux de l'Ecorce terrestre.** 1973, 493 p., figs., Hermann, Paris.

この本の題名を字義通り訳せば，「地殻の物質の変形」となり，変形を力学的に取り扱つた本のように想像されるが，内容は著者も断つている通り，地質学的な変形について書かれたものである。しかし，著者はプレートテクトニクスを支持し，地表近くの変形は，すべてマントル内の現象の結果であるという立場をとつているので，必然的に褶曲・断層といつた変形の構造の記載のみならず，全地球的な視野から見たプレートの運動やプレートの境界付近で起る現象の解説にかなり多くの紙面をさいている。

著者の MATTAUER 教授は，ブザンソン大学で学位をとり，ピレネー・アンデス・アトラスなどで構造地質を研究しているフランス地質学界の中堅で，現在モンペリエにあるラングドック理工科大学で教えている地質家である。同氏のこの本の内容の多くの点は，同氏と C. J. ALLÈGRE 氏の共編による Structure et Dynamique de la Lithosphère, 1972, 472 p., Hermann, Paris の中の1章にきわめて圧縮した形ですでに書かれている。

著者はこの本を18章に分けている。しかし各章が同じ重さをもつているわけでなく，この章分けはかなり恣意的である。内容を簡単に紹介すると次のようになる。

1. 変形の現象の観察の方法，地殻の構成，プレートの概念の導入，プレートの境界付近で起る現象の説明，非常に簡単な岩石力学の導入などをふくむ序論的な部分（1～4章）。

2. 基礎的な種々の地質構造の説明（5章）。断層・節理・褶曲のような変形構造と，さらに並進・回転・狭義の変形のような一般的な変形の種類が説明される。

3. 伸張に伴つて生ずる構造（6章）。プレートの規模のもの，一つの山脈の規模のもの，局所的なもの，の3つに分けて説明が与えられる。取り扱うものは，中央海嶺のような大きな規模のものから，地塁・地溝や，局所的な正断層，さらには

地辷りまでがこの中で説明されている。

4. 圧縮にもとづく構造(7～14章)。この中には，褶曲山脈の地質構造やその発展の段階，構造階層，圧縮による断層（逆断層や水平こり断層)，褶曲など種々のスケールのものが説明されている。構造階層にも1章がさかれており，上・中・下の3階層の分類とその特徴となる変形が提案されている。この部分はページ数も多く，例も具体的で，力を入れて書かれている。

5. 小構造。露頭・標本・鏡下の各スケールでの構造をとりあつかう(15章)。

6. 垂直方向の変位(16章)。プレート規模の隆起・沈降，アイソスタシー，地溝のような構造的垂直運動などがこの中にまとめられている。

7. 地球全体，および褶曲山脈の構造の特性(17～18章)。地殻の変形を地球的規模から考えている章で，当然プレート・テクトニクスがかなりの紙面を占める。結論のような形で，プレート・テクトニクスと，実際の地殻構造の関係ではつきり説明されていない点を最後に列挙している。

以上述べた内容の概観から分る通り，この本の特色は，種々の地質構造をプレートの運動に結びつけて考えようとしている所にあるといえるだろう。プレートの運動の結果として，圧縮が働く所の構造，伸張が働く所の構造，さらに垂直方向の運動による構造の3種に大別して話を進めているのが正にこの考え方のあらわれであろう。もちろん，圧縮が働く所の構造がすべて圧縮力によるものばかりでないことも明らかであるし，また主として圧縮の時期に伸張の時期が挿るのもよく知られたことであるから，以上の3大別は，もちろん一次近似であることは，著者自身本文の中で述べている。

地質学に室内実験の結果を取り入れようとする試みは，すでに1871年に A. DAUBRÉE が行つており，フランスはこの面で先駆的な業績をもつている。この伝統はたとえば，J. GOGUCL の尨大な Introduction à l'étude méchanique des déformations de l'écorce terrestre, 1942 の中に生きており，力学的な構造地質学がフランス地質学界の中に無かつたわけではない。

しかしながら，アルプス・ピレネーなどの新しい褶曲山脈を国土の中にもち，北アフリカやバルカン半島のような新しい褶曲山脈をも自国と同じように研究対象としていたフランス地質学界では，伝統的に層位学にもとづく地質構造の解析ですぐれた論文が多数生まれ，これが構造地質学またはテクトニクスの主流であつた。これらの山脈では露出の程度が日本などとはくらべものにならぬ程良く，鍵層を追跡して地質構造を明らかにすることは労力さえいとわねば比較的容易であり，それで得られた結果は直ちに多くのスペキュレーションを生むに十分なほど興味深いものが多かつた。そのため，小構造の解析や力学的な吟味は，少なからずなおざりにされる傾向が強かつた。

最近になつて，ピレネーや中央高地の南部のように山脈の深所まで削剝されて露出している所を研究している人たちの間に，層位学的な方法だけでは突破できない点が多々あることが気づかれ，岩石力学を基礎とする小・中構造の解析が始められたのであろう。著者の MATTAUER 氏もこのグループに属する人である。

MATTAUER 教授のこの本は，この意味でフランス語で書かれた近代的な構造地質学のほとんど唯一の本である。内容のレベルは初心者向けを意図して書かれたらしいけれども，実際はかなり高度で，基礎的な構造地質学の知識がないと理解できない部分もある。多くの美しい写真がそえられているが，説明があまり丁寧でないので，写真を掲載した意図がよく分らないものもある。文章が短かすぎて，力学の諸概念の理解が十分かどうか疑わせるような表現の部分もないわけではない。

それにもかかわらず，著者自身や著者の親しい友人たちの研究の成果を盛りこんで，具体的な例を豊富に示すなど，意欲的な著作であるということができよう。特に地中海地方の地質構造の新しい考え方などは，あまり日本では紹介されていないだけに，興味深いものがある。（佐藤　正)

## 協会記事

**行事委員会**（昭和50年11月12日）

出席者：西川委員長，浜田隆士，吉田新生委員

議　事：

1. 講演会を昭和50年12月６日開催することを決めた。

**理事会**（昭和50年11月17日）

出席者：坪井会長，保柳副会長，岩生，尾崎，川上，矢沢理事，岡山監事

議　事：

2. 正会員の申込を次の通り受理した。
高橋　清，岡田博有
2. 次の諸氏の退会申込を受理した。
渥美武六，加藤増太郎，島　六郎，野中保之(逝去)，今野修平，林　昇一郎（本人申込)
3. 第一回講演会の議題を決定した。
4. 第２回評議員会の議題を決定した。
5. 小倉　勉会員に東京地学協会賞を贈呈するよう評議員会に提案することに決定した。
6. 新旧庶務会計担当理事の結果報告をうけ，その内容を了承した。

**編集委員会**（昭和50年11月21日）

出席者：矢沢委員長，安斉，井上，川上，神戸，佐藤(久)，式，諏訪，前島，前田各委員

議　事：

1. 地学雑誌第85巻１号以降の編集について審議した。

**講演会**（昭和50年12月６日）

石油健保会館において「縄文海進と化石珊瑚礁」講師浜田隆士君の講演があった。参加者51名

**評議員会**（昭和50年12月６日）

出席者：岩生周一，尾崎　博，川上喜代四，河野義禮，倉持文雄，斉藤正次，佐野俊一，式　正英，末野悌六，中野猿人，西川　治，西沢正三郎，藤本治義，保柳睦美，湊　秀雄，森本良平，矢沢大二(12名)他委任状17名
坪井会長，小林貞一，三土知芳名誉評議員，岡山俊雄監事

議事および報告：

1. 辻村名誉評議員に東京地学協会賞の贈呈のため９月８日保柳副会長が持参した。
2. 会館三階和室日本テレビ放送網株式会社に賃貸中のものからボヤがあつた。
3. 正会員入会について次のとおり決定した。
横山昭市，畑井小虎，伊藤和明，鎌田泰彦，吉田鎮男，大脇直明，稲森　潤，堀江正治，高橋　清，岡田博有
4. 正会員退会者次の通り承認
佐藤晋三，渥美武六，加藤増太郎，野中保之，島　六郎(以上逝去)
宮本弘道，今野修平，鹿間時夫，林　昇一郎(以上本人希望による)
4. 小倉　勉会員に東京地学協会賞を贈呈することが承認された。
6. 協会の今後のあり方を検討する委員会設置がきまり，委員は12月末までに自せん，他せんされた会員を会長が決定することに一任された。

**日本地学史資料調査委員会**（昭和50年12月13日）

出席者：小林委員長，石山，今井，湊各委員

議　事：

1. 経過報告と今後の問題について審議された。

**編集委員会**（昭和50年12月16日）

出席者：矢沢委員長，川上，河村，神戸，式，諏訪，前島，前田委員

議　事：

1. 地学雑誌第85巻１号以降の編集について審議した。

# 地学雑誌第84巻総目次

## 論説・報告



## 短報・資料

## 書評と紹介



## 口　　絵

# Contents of the Journal of Geography, Vol. 84, 1975